Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50

Издательство «Наука»

Blank Page Digitally Inserted

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1980

УДК 551.8.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980

Статьи сборника содержат новейшие материалы исследований истории четвертичного периода комплексным методом в различных областях СССР (Север Евразии, Кавказ, Средняя Азия, Дальний Восток и др.). Публикуются новые радиоуглеродные даты.

Редакционная коллегия:

Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, В. И. Громов,
И. К. Иванова, Н. И. Кригер, К. В. Никифорова,
И. И. Плюснин, Е. В. Шанцер

Ответственные редакторы:

В. И. Громов, И. К. Иванова, С. М. Цейтлин

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 50

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода и Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Б. С. Шохет*. Художник *А. Г. Кобрин*
Художественный редактор *Т. П. Поленова*. Технический редактор *Т. С. Жарикова*
Корректоры *Р. В. Молоканова, Н. А. Несмеева*

ИБ № 17056

Сдано в набор 09.01.80. Подписано к печати 03.06.80. Т-08549. Формат 70×108¹/₁₆
Бумага типографская № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая
Усл печ. л. 19,25. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1200 экз. Тип. зак. 4874
Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наука», 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Б $\frac{20801—246}{055(02)—80}$ 179—80. 1904040000

© Издательство «Наука», 1980 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.791

И. К. ИВАНОВА

К ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЮ НАУЧНОЙ, НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННОЙ И ИЗДАТЕЛЬСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В начале 20-х годов в геологических кругах Советского Союза усиленно обсуждался вопрос о значимости четвертичных отложений, которые ранее многие исследователи рассматривали как простые «наносы», только мешающие картированию и изучению коренной геологии.

Благодаря небывалому размаху строительства и развитию сельского хозяйства в нашей стране возникла необходимость детального изучения четвертичных отложений для практических целей. Как известно, эти отложения — основа гидротехнических и других строительных сооружений, материнская порода почв, источник минерального строительного сырья и многих полезных ископаемых.

Специфический характер четвертичных отложений, близость к современности, наличие следов деятельности ископаемого человека и другие особенности вызвали необходимость углубленного изучения их комплексом различных методов. В этом изучении отводится место самым различным дисциплинам — геологии, палеогеографии, разнообразным ветвям палеонтологии, палеоботаники, палеопочвоведению, мерзлотоведению, первобытной археологии, антропологии и ряду других отраслей науки.

В связи с этим возник вопрос о создании в системе Академии наук СССР специального Института по изучению четвертичного периода. Этот вопрос обсуждался в сентябре 1926 г. в г. Киеве, где проходил Второй всесоюзный геологический съезд под председательством академика В. И. Вернадского. Съезд вынес постановление о необходимости учреждения в СССР Института, посвященного изучению четвертичного периода.

Во исполнение этого Постановления академик В. И. Вернадский созвал 14 января 1927 г. в Ленинграде большое совещание представителей различных учреждений, заинтересованных в организации Института (всего более 100 ученых). Совещанием было принято решение, ввиду трудности организации на данном этапе самостоятельного Института, просить Академию наук СССР учредить при ней Комиссию по изучению четвертичного периода.

15 января 1927 г. по представлению академика В. И. Вернадского общее собрание Академии наук СССР утвердило в ее системе Комиссию по изучению четвертичного периода (КЧ), в составе всех присутствующих на организационном заседании.

Таким образом получило все права гражданства новое направление в науке — комплексное изучение четвертичных отложений, т. е. изучение отложений целым комплексом различных методов (в настоящее время практически для тех же исследований, может быть осложненных применением новейших методов, стали применять и другие названия: сопряженный анализ, компонентный анализ и т. д.).

Председателем Комиссии был избран академик А. П. Павлов, заместителями академик П. П. Сушкин и академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Вместо умершего вскоре академика П. П. Сушкина заместителем председателя Комиссии был избран академик Л. С. Берг. После смерти А. П. Павлова (сентябрь 1929 г.) место председателя Комиссии занял Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. В 1932 г. его сменил академик И. М. Губкин, умерший в 1939 г. Далее в течение многих лет председателем Комиссии был академик В. А. Обручев. С конца 1956 г. по 1967 г. Комиссию возглавлял академик В. Н. Сукачев. С 21.III 1967 г. Председателем Комиссии является академик АН БССР Г. И. Горецкий. В довоенный период большую роль в организационной работе Комиссии играл проф. Г. Ф. Мирчинк, будучи заместителем Председателя Московской секции Комиссии и всей Комиссии после переезда ее из Ленинграда.

Ученым секретарем Комиссии со дня ее основания и до переезда Академии наук в Москву, т. е. с 1927 по 1933 г. был С. А. Яковлев. В 1933—1945 гг. эту обязанность выполнял В. И. Громов (ставший затем заместителем Председателя Комиссии), и с 1945 г.— автор настоящей статьи.

Деятельность Комиссии по изучению четвертичного периода по характеру и объему работы разделяется на два периода:

1. Первый период (1927—1941 гг.)
2. Второй период (начиная с 1945 г.)

Первый период, на котором мы остановимся подробнее, разделяется на два этапа.

Пять лет — с 1927 по 1932 г.— Комиссия располагала штатом в 7 человек, имела оперативные средства и кроме научных заседаний и публикаций организовывала свои экспедиционные работы.

В 1932 г. в Геологическом Институте Академии наук СССР был создан Отдел четвертичной геологии, куда была переведена бо́льшая часть штатных сотрудников Комиссии. Комиссия стала играть лишь объединяющую роль при организации комплексных исследований и выделять небольшие дотации для разрешения некоторых специальных вопросов по актуальной тематике.

Она продолжала проводить научные и научно-организационные заседания и сохранила свои издания.

Остановим внимание на первом, весьма продуктивном этапе работы Комиссии.

Благодаря подробным отчетам о деятельности Комиссии и Протоколам, опубликованным С. А. Яковлевым (Бюллетени Комиссии по изучению четвертичного периода №№ 1—3) это можно сделать достаточно полно.

В первый год своего существования Комиссия провела 6 научных заседаний со значительным количеством докладов по различным темам и три научных экскурсии в Подмосковье: на древнеаллювиальные и ледниковые отложения у с. Троицкого; для ознакомления с ледниковыми и межледниковыми отложениями у с. Одинцово; для осмотра торфяников в Орехово-Зуево.

В 1928 г. число членов Комиссии возросло до 160 человек.

Характер работы Комиссии усложнился. На текущих научных заседаниях, помимо докладов по отдельным, не связанным между собой, вопросам, были выдвинуты три определенных темы для коллективной разработки.

1. Древние дюны на Русской равнине (Б. Б. Полынов, К. К. Марков, Б. Ф. Земляков, Н. А. Кулик, М. А. Лаврова, А. В. Хабаков, С. А. Яковлев).
2. Бореальная трансгрессия (Н. А. Кулик, Б. К. Лихарев, М. А. Лаврова, А. А. Чернов).

3. Обзор новейших данных по палеолиту СССР (Г. А. Бонч-Осмоловский совместно с А. А. Бялыницким-Бируля, М. И. Тихим и А. Ф. Гаммерман — комплексное изучение палеолита Крыма; С. Н. Замятин—изучение новой палеолитической стоянки на р. Сож, совместно с Г. Ф. Мирчинком, давшим описание геологии стоянки и В. И. Громовым, определявшим ее фауну).

Полученные по указанной тематике материалы докладывались на заседаниях Комиссии и были впоследствии опубликованы.

С 1928 г. Комиссия приступила к организации «Галлереи четвертичного времени и доисторического человека» при Геологическом музее Академии наук; это было поручено С. А. Яковлеву, которому помогали К. К. Марков и И. И. Краснов. В конце 1929 г. для руководства этой работой в штат Комиссии был приглашен Г. А. Бонч-Осмоловский. Для сбора материалов к выставке Комиссии были выделены специальные средства.

Уместно упомянуть, что «Галлерея четвертичного времени...», созданная большим коллективом советских ученых, среди которых особенно много сделали Г. А. Бонч-Осмоловский (общее руководство и ископаемый человек), К. К. Марков и И. И. Краснов (геология), В. И. Громов (фауна), имела огромный успех на II Международной Конференции АИЧПЕ в 1932 г. и получила блестящие отзывы иностранных ученых.

В 1928 г. Комиссия организовала две первые полевые экспедиции:

1) экспедиция Г. А. Бонч-Осмоловского для изучения стоянок палеолитического человека в пещерах Крыма.

2) экспедиция К. К. Маркова в северо-западную область для работ по четвертичной геологии и, в частности, изучения ленточных глин по геохронологическому методу де Геера.

Результаты работ Г. А. Бонч-Осмоловского с сотрудниками в Крыму, начатых ранее и продолжавшихся по линии Комиссии в 1929 и 1930 гг., широко известны. Он открыл и раскопал ряд пещерных стоянок, в том числе древнейшие в СССР погребения палеолитического человека в пещере Киик-коба. На базе огромного материала дана периодизация крымского палеолита. Создан большой раздел Геологического музея «Палеолит Крыма», опубликованы многочисленные статьи и три монографии по палеолиту Крыма, признанные в настоящее время классическими. Можно считать, что эти работы — первый образец комплексного изучения определенных объектов силами представителей различных дисциплин. Так археология и палеоантропология находились в ведении Г. А. Бонч-Осмоловского, геологию изучал П. А. Двойченко, крупных млекопитающих — А. А. Бялыницкий-Бируля, Вера Громова и В. И. Громов, грызунов — А. А. Бялыницкий-Бируля и Б. С. Виноградов, птиц — А. Я. Тугаринов, рыб — М. И. Тихий, флору (по составу древесных углей) — И. В. Палибин и А. Ф. Гаммерман.

Северо-западная экспедиция, продолжавшаяся и в 1929 г., занималась изучением условий образования ленточных глин и вопросами геохронологии. Собран был также большой материал для выставки Геологического музея по коннексии озерно-ледниковых образований. Опубликованы работы К. К. Маркова и И. И. Краснова «Геохронологическое изучение ленточных осадков в северо-западной области» [Бюллетень КЧ № 2, 1930], К. К. Маркова «Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики» [Труды КЧ, т. IV, в. 1, 1934] и другие работы.

В 1929 г. была организована экспедиция для изучения межледниковых образований Русской равнины. Работы проводились в Смоленской области, Александрове-на-Днепре, и в Дмитровском районе Московской области (Г. Ф. Мирчинк, В. С. Доктуровский) и в Лихвине на Оке

(В. Н. Сукачев). Установлено стратиграфическое положение межледниковых образований, собран и обработан флористический материал. Результаты опубликованы в ряде работ указанных выше авторов.

В 1930 г. Комиссия по изучению четвертичного периода финансировала также Беломорскую экспедицию, руководимую М. А. Лавровой. На южном побережье Белого моря собран и обработан материал по палеонтологическому обоснованию стратиграфии этого района, проведено определение фауны моллюсков. Итоги исследований опубликованы во многих работах М. А. Лавровой.

В 1931 г. Комиссией была организована последняя комплексная экспедиция — Волжская — под руководством Г. Ф. Мирчинка. В ней участвовали: Г. А. Бонч-Осмоловский, К. К. Марков, В. И. Громова, В. И. Громов, Е. А. Гусева, Е. В. Шанцер. Экспедиция, располагавшая небольшим пароходом, изучала террасы р. Камы и среднего течения Волги, занималась геологическими наблюдениями и сбором фауны млекопитающих в Нижнем Поволжье. В результате этой работы сделано много интересных выводов по геоморфологии и стратиграфии плейстоцена Поволжья. Взяты 20-метровые разрезы четвертичных отложений, экспонированные на выставке Геологического музея. Установлены фаунистические комплексы, в частности, комплекс хазарской фауны, в которой обнаружен почти полный череп трогонтериевого слона. Результаты этих исследований опубликованы ее участниками в целом ряде работ.

После 1931 г. Комиссия выделяла своим членам дотации на проведение полевых работ. Такие дотации давались Е. И. Беляевой, И. В. Даниловскому, В. И. Громову, И. И. Краснову, К. М. Поликарповичу, А. Л. Рейнгарду, В. В. Резниченко, В. Н. Сукачеву, С. А. Яковлеву и ряду других лиц.

Основная же работа Комиссии как в бытность ее в Ленинграде, так и при переезде в Москву (в связи с переездом всей Академии наук), заключалась в проведении ежемесячных научных заседаний и публикации изданий, которые сначала выходили как Бюллетени (1929—1931 гг.), затем как Труды (1932—1937 гг.) и снова как Бюллетени (1938—1940 гг.).

Первая публикация Комиссии — Бюллетень № 1 — была издана в 1929 г. под редакцией академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. В этой небольшой книжке (около 4 а. л.) помещена информационная статья С. А. Яковлева «О деятельности Комиссии по изучению четвертичного периода за 1927 и 1928 гг.», статьи А. Н. Розанова «Границы оледенения в Центральной области», А. М. Жирмунского «К вопросу о границах оледенения на Русской равнине», Г. А. Бонч-Осмоловского «Крымский палеолит» и связанные с этой статьей статьи И. В. Палибина, А. Ф. Гаммерман и М. И. Тихого.

Близкими по характеру, при несколько большем объеме, были два последующих номера Бюллетеня — № 2 (1930 г.) и № 3 (1931 г.), изданные под той же редакцией. В № 3 выделялась большая статья В. А. Обручева «Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии».

Труды Комиссии отличались бóльшим объемом. В них, кроме статей журнального типа, печатались крупные работы, содержащие большой фактический материал. Среди них следует отметить серию статей, посвященных верхнепалеолитической стоянке Афонтова Гора II в Сибири, общим объемом 9 а. л., опубликованную в I т. «Трудов» (авторы Н. К. Ауэрбах, Г. П. Сосновский, М. П. Грязнов, В. И. Громов, А. Ф. Гаммерман, А. Я. Тугаринов); во II т. — работу Веры Громовой «Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих Восточной Европы и Северной Азии вообще», объемом 6 а. л., работу П. А. Ни-

китина «Четвертичная флора низового Поволжья» — 3,5 а. л. (т. III, вып. 1) и ряд других. Ответственными редакторами Трудов Комиссии были академик В. А. Обручев — первых выпусков, последующих — академик И. М. Губкин. Среди Бюллетеней, изданных Комиссией после 1937 г. можно отметить № 6—7 (1940 г.), содержащий многочисленные авторефераты докладов Второго пленума Комиссии по ископаемому человеку Советской секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA).

С 1927 по 1941 гг. Комиссией по изучению четвертичного периода было проведено 73 научных заседания, опубликовано семь номеров Бюллетеней Комиссии (44 п. л.), шесть томов Трудов (около 120 п. л.) и два монографических выпуска работы Г. А. Бонч-Осмоловского, посвященных палеолиту Крыма (35 п. л.). Всего было издано 15 томов, общим объемом около 200 а. л.

Комиссия постоянно работала в тесном контакте с Международной Ассоциацией по изучению четвертичного периода (АИЧПЕ, а после 1932 г. INQUA). Советская секция АИЧПЕ была организована в 1929 г. при Государственном Геологическом Комитете. В состав ее Бюро от Комиссии был введен С. А. Яковлев. При проведении II Конференции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода в СССР, члены Комиссии выступали с ведущими докладами, осуществляли руководство экскурсиями, демонстрировали «Галерею по четвертичному времени...» в Геологическом музее АН СССР. Председатель Комиссии академик И. М. Губкин был одновременно президентом Ассоциации по изучению четвертичного периода и Советской секции INQUA.

Второй период. Во время войны работа Комиссии по изучению четвертичного периода практически была прекращена, хотя она и сохранила свой статус. С 1944 г. Комиссия возобновила проведение ежемесячных научных заседаний. В 1944 г. их было проведено 11, в 1945 г.—12. В 1946 г. вышел первый послевоенный номер Бюллетеня Комиссии (№ 8), под редакцией В. И. Громова.

Заместителями председателя Комиссии в этот период были В. И. Громов (бессменно по 1978 г.), Е. В. Шанцер, М. И. Нейштадт, К. К. Марков, Н. И. Николаев, В. В. Попов.

Последующее время характеризуется широким развитием работ по комплексному изучению четвертичного периода и внедрением в эту область науки ряда новых методов. Почти во всех странах были созданы Институты, Комиссии и Комитеты по изучению четвертичного периода. Причем в большинстве случаев значительно позже, чем в СССР. Так, например, специальная организация по изучению четвертичного периода возникла в Соединенных Штатах только в 1947 г. Четвертичный Комитет в ФРГ недавно отмечал 25-летие своего существования. Во Франции соответствующая Ассоциация (AFEQ) возникла в начале 60-х годов.

Первый номер Бюллетеня Комиссии вышел в свет, как упоминалось, в 1929 г. Немецкие издания Quartär и Eiszeitalter und Gegenwart существуют с послевоенного времени. Ежегодник Quaternaria в Италии начал издаваться в 1954 г.; Бюллетень AFEQ во Франции — с 1964 г.; Quaternary Research в США — с 1970 г. и так далее.

Деятельность Комиссии по изучению четвертичного периода в это время усложнилась. Помимо однодневных ежемесячных научных заседаний она стала организовывать Всесоюзные совещания широкого плана, с работой пленума и секций, а также длительными экскурсиями. На первом из таких Совещаний, состоявшемся в 1957 г. в Москве, участвовало более 500 чел., работало 9 секций и был проведен ряд экскурсий, в частности, автобусная экскурсия из Москвы в Ленинград с осмотром классических разрезов четвертичных отложений. Всесоюзные Совещания про-

водятся раз в 4 года, обычно перед Конгрессами Международного союза по изучению четвертичного периода INQUA. Они как бы подводят итог научным исследованиям определенного этапа и намечают дальнейшие задачи. Труды совещаний публикуются.

Таких совещаний было проведено после 1957 г. три: в Западной Сибири с экскурсиями по Оби и Иртышу (1964 г.), на Дальнем Востоке (1968 г.) и в Закавказье (1973 г.) с экскурсиями по Азербайджану, Армении и Грузии. К Совещаниям готовились путеводители, тезисы докладов и затем издавались «Труды».

Кроме Всесоюзных совещаний, несколько сессий с докладами проблемного, итогового характера организованы к 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции, к 100-летию со дня рождения Владимира Ильича Ленина и в связи с некоторыми другими памятными датами.

За истекшие годы проведен ряд совещаний с большим количеством докладов, часто с научными экскурсиями, по отдельным крупным проблемам, имеющим на данном этапе известную актуальность в научном и практическом отношении.

Они проводились часто совместно с другими учреждениями, иногда на территории других областей и республик. Таких совещаний было организовано 45. О тематике некоторых из них будет упомянуто далее. Текущие научные заседания Комиссии проводятся один раз в месяц (кроме полевого сезона). В послевоенное время их было проведено 232. Материалы многих из них опубликованы. Не менее семи раз в год проводятся заседания Бюро Комиссии, на которых решаются научно-организационные вопросы.

Помимо заседаний в Москве организуются кратковременные выезды на разрезы для их коллективного осмотра и обсуждения на месте. Таким образом осматривалось Одинцово под Москвой, неоднократно — Лихвин, Мякинино, Сунгирь под Владимиром, Хотылево под Брянском и другие важные местонахождения.

Большое место в работе Комиссии занимают публикации. В настоящее время издается 50-й номер Бюллетеня Комиссии — серийного издания типа периодического. Издано 76 книг — тематических сборников, монографий, справочных изданий, определителей и т. д. Общий объем этих изданий составляет, как уже упоминалось, для первого периода 200 п. листов и более 1900 п. листов для второго (115 книг). Издания Комиссии пользуются достаточно широкой известностью. Отдельные книги получили Государственную премию, медали, премии МОИП и переводились за рубежом.

Комиссия занимается также координацией работ в области четвертичного периода, неоднократно проводила специальные Координационные совещания и составляла сводные планы исследований на отдельные годы и пятилетия.

По инициативе Комиссии организован ряд ее секций и филиалов в других областях и республиках (14), что имеет особенно важное значение. Большая часть из них работает очень активно и плодотворно.

Круг вопросов, рассматриваемых Комиссией, очень широк, в ее работе участвуют специалисты разного профиля. Проводимые совещания и издания Комиссии посвящены различным сторонам изучения четвертичного периода. Во многих из них превалируют данные отдельных дисциплин, однако они рассматриваются не оторванно, а в тесной взаимосвязи с природной обстановкой.

Комиссия поддерживает постоянные рабочие контакты с производственными организациями (ВСЕГЕИ, Гидропроект, ГУЦР и другие учреждения). На ее заседаниях проводится предварительное обсуждение

издаваемых карт четвертичных отложений, их нагрузки, легенды. Решаются стратиграфические вопросы, возникающие при детальном картировании. Неоднократно проводились консультации, связанные с гидротехническим строительством и другие работы.

Говоря о разнообразии тематики работы Комиссии, можно привести ряд конкретных примеров.

Комиссия уделяла и уделяет внимание *палеогеографии* [большие Совещания по палеогеографии совместно с Институтом географии в 1946 и 1947 гг.; публикация материалов Международного Симпозиума «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена» (1975). Сюда же может быть отнесена книга Э. И. Равского «Осадконакопление и климаты внутренней Азии (1972) и многие статьи в Бюллетенях];

генетическим типам и литологии [Международный симпозиум Литологической Комиссии INQUA 1964 г. и публикация его материалов «Современный и четвертичный континентальный литогенез» (1966), в частности — лёссам (Совещание по происхождению лёссов — в Ташкенте в 1948 г., на Украине в 1955 г., Симпозиум Литологической Комиссии INQUA в Ташкенте в 1969 г., Симпозиум Лёссовой Комиссии INQUA на Украине в 1976 г. Книга «Лёссы Китая» (1959 г.), книга Н. И. Кригера о лёссе (1965 г.)];

ледниковым отложениям [Совещание совместно с МОИП об антигляциализме (1953 г.) с публикацией в 1955 г.; 5 больших совещаний по краевым образованиям материковых оледенений, проведенных по инициативе Комиссии в Таллине, Вильнюсе, Смоленске, Риге и Киеве с обширными экскурсиями; 2 тома трудов, посвященных этому вопросу были опубликованы в 1964 и 1972 гг., книга Ю. А. Лаврушина о четвертичных отложениях Шпицбергена (1969 г.), книга Н. С. Чеботаревой и И. А. Макарычевой «Последнее оледенение Европы и его геохронология» (1973 г.); совместное с МОИП заседание на тему «Оледенение в истории Земли» (1974 г.), Международный Симпозиум Литологической Комиссии INQUA, посвященный генезису основных морен (1974 г.)];

палеопедологии [специальное совещание, проведенное в 1973 г. с публикацией его материалов в Бюллетене Комиссии № 43 (1975)];

новейшей тектонике [книга Н. И. Николаева «Новейшая тектоника СССР», изданная Комиссией (1949); Международный симпозиум по новейшей тектонике, проведенный в 1966 г.; публикация «Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов» (1969)];

абсолютной геохронологии [совместные совещания с Комиссией по абсолютному возрасту в 1962, 1972, 1976 и 1978 гг.; сборник «Абсолютная геохронология четвертичного периода» (1963); «Геохронология четвертичного периода» (1980); регулярные публикации радиоуглеродных дат, полученных в лабораториях СССР, в Бюллетене Комиссии, начиная с 1969 г.];

стратиграфии [специальные совещания, частично с экскурсиями, в 1954, 1955, 1956, 1962, 1965 гг.; книга «Верхний плейстоцен — его стратиграфия и абсолютная геохронология» (1966), многочисленные статьи, специальные сборники и отдельные монографии, например, работа М. Н. Алексеева «Антропоген Восточной Азии — стратиграфия и корреляция» (1978)];

границе между неогеном и четвертичной системой [совещания 1961, 1972 гг., том Трудов Комиссии (1962); активное участие в работе Международной программы геологических корреляций по той же тематике];

истории речных долин [три книги Г. И. Горецкого, посвященные рекам Камского бассейна, пра-Волге и пра-Днепру];

региональной четвертичной геологии [совещания с экскурсиями в Прибалтике (1953 г.), Средней Азии (1961 г.); совещание по Северо-Во-

стоку Европейской части СССР (1968 г.); книги о четвертичной геологии Алтая (1963), «Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР» (1969), В. А. Новского «Плейстоцен Ярославского Поволжья» (1975), М. Н. Грищенко «Плейстоцен и голоцен бассейна верхнего Дона» (1976), А. И. Москвитина «Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины» (1976), Н. А. Лебедевой «Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия» (1978)];

палеокриологии [специальное совещание и публикация «Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии» (1973)];

палеоботанике и истории растительности [определитель плодов и семян С. В. и Н. Я. Кац (1965); книга Т. А. Боярской и Н. И. Малаевой «Развитие растительности в Сибири и на Дальнем Востоке» (1967), М. В. Муратовой «Растительность Анадыря в неогене и плейстоцене» (1973), «Основные проблемы палеокарпологии» (1979) и большое количество статей в Бюллетене Комиссии];

палеонтологии и биостратиграфии [определители костей млекопитающих Веры Громовой (1950, 1953, 1960), работа В. А. Гарутта о находке слона в плиоценовых отложениях Азовского побережья (1954), книга И. М. Громова о мелких грызунах Крыма (1960), Веры Громовой о четвертичной фауне Европы и ее стратиграфическом значении (1968), книги А. В. Шера «Млекопитающие и стратиграфия Северо-Востока СССР и Северной Америки» (1971), Э. А. Вангенгейм «Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии» (1977)]. Был издан также атлас-определитель морских моллюсков Чукотки, составленный А. М. Амировым, Р. М. Мерклиным и О. М. Петровым (1970).

Большое внимание уделялось и уделяется Комиссией *истории ископаемого человека* и его связи с окружающей средой. Комплексным изучением палеолита Крыма, о чем сказано выше, вписана блестящая страница в изучение истории ископаемого человека в нашей стране. Основные исследования и публикации этих материалов проходили по линии Комиссии еще в первый период ее существования. Работой, опередившей свое время, можно считать также коллективное изучение стоянки Афонтова Гора II [Труды Комиссии, т. I, 1932].

На II Конференции АИЧПЕ доклады советских ученых по палеолиту (Г. А. Бонч-Осмоловский, Г. П. Сосновский), его геологии (Г. Ф. Мирчинк) и фауне (В. И. Громов) были сделаны на высоком научном уровне.

Палеогеографические реконструкции и стратиграфические выводы того времени практически отвечают современным представлениям о геологии палеолита (еще не был поставлен вопрос об удревлении среднего и верхнего палеолита, получивший значительное развитие впоследствии).

В послевоенное время Комиссия, совместно с Институтом археологии, проводила большие совещания по стратиграфии и периодизации палеолита, в частности, в 1959 и 1963 гг. с участием исследователей палеолита из социалистических стран. Второе из этих совещаний сопровождалось экскурсией во Владимирскую область, осмотром уникальной палеолитической стоянки Сунгирь и геологии ее окрестностей. Материалы обоих совещаний опубликованы в специальных изданиях 1961 и 1964 гг. Одной из задач Полевого Семинара, проведенного Комиссией в 1968 г. на Печоре, было ознакомление с местами предполагаемых находок следов деятельности ископаемого человека. В 1974 г. Комиссия принимала участие совместно с Институтом географии АН СССР в проведении Симпозиума «Первобытный человек и природная среда». На всех Всесоюзных совещаниях, о которых упоминалось выше, работали секции по ископаемому человеку, заслушивались пленарные доклады по этой тематике, во время экскурсий осматривались стоянки первобытного человека.

В течение ряда лет сотрудник Комиссии И. К. Иванова, в содружестве с украинскими археологами, проводит полевые исследования по геологии палеолита в бассейне Днестра, в результате которых получены важные материалы, отраженные в большом числе публикаций [Палеолит среднего Приднестровья (1959), А. П. Черныш «Нижний и средний палеолит Приднестровья» (1965), А. П. Черныш «Палеолит и мезолит Приднестровья. Карта и каталог местонахождений» (1973), коллективная монография «Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV на Среднем Днестре» (1977), а также большое количество статей. Готовятся к печати коллективные монографии о результатах комплексного изучения уникальной палеолитической стоянки Молодова I и мустьерской стоянке Кетросы на Днестре]. Опубликована книга И. К. Ивановой «Геологический возраст ископаемого человека» (1965), сборник «Палеоэкология древнего человека» (1977), книга Ф. М. Заверняева «Хотылевское палеолитическое местонахождение» (1978), С. М. Цейтлин «Геология палеолита Северной Азии» (1979), коллективная монография, посвященная комплексному изучению Кударских палеолитических пещер в Закавказье (1980). Ни один из Бюллетеней Комиссии не обходится без публикации материалов, посвященных ископаемому человеку.

Изложенное не исчерпывает все стороны деятельности Комиссии и отражает лишь основные из них.

В заключение необходимо коротко осветить работу Комиссии по развитию научных связей с зарубежными странами.

В настоящее время в состав Комиссии входит Советская секция INQUA. До войны она находилась в Ленинграде, в ведении Геологического Комитета и имела собственный бюджет, во время войны прекратила свое существование. В 1963 г. она была влита в Комиссию по изучению четвертичного периода. Следует отметить, что и до этой, чисто формальной передачи, Комиссия принимала самое деятельное участие в работах INQUA и поддерживала научные связи с иностранными учеными. Так, уже для участия в I Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода 1957 г. было приглашено 10 ученых из социалистических стран. Зарубежные ученые принимали участие и во многих упомянутых выше совещаниях, организованных Комиссией. В некоторых изданиях Комиссии (например, в книгах о стратиграфии и периодизации палеолита, опубликованных в 1961 и 1964 гг., в книгах «Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов», 1969 г., «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена», 1975 г.) половина статей написана иностранными учеными. Статьи зарубежных авторов часто публикуются и в Бюллетенях Комиссии.

Комиссия по изучению четвертичного периода принимает самое деятельное участие в подготовке советских делегаций на международные Конгрессы INQUA: организует обсуждение и публикацию тезисов докладов советских ученых, заслушивает на научных заседаниях информационные сообщения участников о работе на Конгрессах и других международных совещаниях и симпозиумах. Регулярно публикуются после Конгрессов их итоговые материалы в виде специальных изданий. Такие книги изданы Комиссией по результатам работ VI Конгресса INQUA 1961 г. в Польше, VII Конгресса 1965 г. в США, VIII Конгресса 1969 г. во Франции и IX Конгресса 1973 г. в Новой Зеландии.

В настоящее время Комиссия по изучению четвертичного периода принимает деятельное участие в подготовке к XI Конгрессу. Этот Конгресс должен быть проведен в Советском Союзе в 1982 г., т. е. ровно через 50 лет после II Конгресса (Конференции АИЧПЕ), организованного в нашей стране в 1932 г.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.89

А. А. ВЕЛИЧКО

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И ПРОГНОЗ

Проблема изучения окружающей среды, ставшая проблемой номер один в наше время, привлекла внимание широкого круга специалистов, которые занимаются решением различных частных и общих задач в данной области. Однако существуют науки, без привлечения которых становится невозможным решение этой проблемы в целом. К их числу наряду с географическими следует отнести и комплекс наук, изучающих историю четвертичного, антропогенового периода, непосредственно предшествующего современности.

Сейчас уже становится очевидным, что для установления механизма развития существующей ныне природной среды исследование только динамических связей в экосистемах (геобиотах), принимаемых как нечто данное и существующее лишь в современном хронологическом срезе, совершенно недостаточно. При изучении динамики современной природной среды и тенденций ее дальнейшего развития единственно приемлемой является позиция, с которой современное состояние природы Земли рассматривается как необходимое звено в линии ее общей эволюции. Отсюда большое значение исследований по четвертичному периоду.

Благодаря фундаментальным трудам основоположников отечественной науки о четвертичном периоде — П. А. Кропоткина, В. И. Крокоса, П. А. Никитина, Г. Ф. Мирчинка, А. П. Павлова, В. Н. Сукачева, работам их современников и последователей, благодаря развернувшимся, особенно в советское время, разносторонним детальным исследованиям советской школой науки о четвертичном периоде накоплен обширный материал по истории различных компонентов природной среды прошлого — рельефа, почв, растительности, фауны, оледенений, осадконакопления, состоянии бассейнов, хронологии и периодизации природных событий. Важная роль в объединении усилий различных специалистов в выборе главных направлений исследований принадлежала и принадлежит Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.

В результате проведенных исследований комплекс наук о четвертичном периоде оказался подготовленным к изучению проблемы состояния и охраны окружающей среды, столь остро назревшей в настоящее время. Уже имеющийся материал позволяет получать многогранные характеристики природных обстановок прошлого различных эпох и тем самым как бы составить единую цепь, соединяющую прошлое природы с ее современным состоянием.

Вместе с тем следует признать, что далеко не во всех отношениях данные о развитии природы в плейстоцене отвечают стоящим задачам. Проблема охраны окружающей среды и прогноза ее дальнейшего развития тогда, когда она поставлена в плоскость реальных практических задач, предъявляет высокий уровень требований к материалам, представляемым для ее решения. Сейчас ясна необходимость специальной разработ-

ки общей методики природных реконструкций, методов интерпретации материалов по отдельным компонентам, разработки систем количественных оценок и т. д.

Очевидно, что в комплексе наук, связанных с изучением прошлых периодов Земли и, в частности, четвертичного периода, за разработку указанных проблем ответственна палеогеография, которую следует рассматривать как самостоятельную научную отрасль, имеющую специфический предмет исследования. Предмет палеогеографии — реконструкция природных (физико-географических) условий прошлых эпох, установление закономерностей изменения этих условий во времени и пространстве, анализ истории формирования (происхождения) современной природной среды и ее дальнейшего развития (прогноз).

Исходя из неразрывной связи современного состояния природы с ее прошлым рассмотрим два главных аспекта проблемы. Один из них касается некоторых свойств современной природной среды, выявляемых с помощью палеогеографии, другой — места палеогеографии в проблеме прогнозирования дальнейших изменений природной среды.

Отечественным исследованиям состояния природной среды в целом или ее отдельных компонентов, всегда был свойствен глубокий историзм. Л. С. Берг, А. А. Григорьев, В. Н. Сукачев при исследовании сложных процессов, протекающих в современной природе, постоянно использовали исторический подход и именно с его помощью находили пути решений.

Начиная с 30-х годов нашего столетия такой подход получил дальнейшее развитие в трудах И. П. Герасимова и К. К. Маркова. В их докладе на Всесоюзном палеогеографическом совещании 1941 г. [Герасимов и Марков, 1941] был четко сформулирован принцип тесной связи современного состояния природной среды с ее прошлым. Представляется, что этот доклад — важная веха в развитии данного научного направления. В ряде своих исследований, посвященных конкретным вопросам физической географии, И. П. Герасимов, К. К. Марков и многочисленные сторонники такого подхода активно утверждают значение палеогеографии в разработке важнейших проблем современной физической географии.

В работах советских палеогеографов, геологов, геоморфологов постепенно накапливались материалы, которые в конце концов привели к определенной системе взглядов. Эту систему можно определить *как основы эволюционного анализа современного состояния природной среды.* Смысл такого анализа заключается в том, что применение палеогеографического (исторического) подхода позволяет установить в современной природной среде ряд таких ее свойств, которые остаются невскрытыми, если основываться на изучении только связей и процессов, действующих в природе в настоящее время.

В более ранних публикациях мы уже имели возможность остановиться на вопросах эволюционного анализа природы [Величко, 1973, 1976]. Наметим устанавливаемую с помощью такого анализа группу свойств природной среды и охарактеризуем их в том виде, как они нам представляются к настоящему времени.

ГЕТЕРОХРОННОСТЬ

Одно из характернейших свойств географической оболочки — гетерохронность. В современных геосистемах сосуществуют и взаимодействуют элементы самого различного возраста. Это хорошо видно даже на примерах отдельных природных компонентов, в частности, рельефе, на чем мы уже останавливались ранее [Величко, 1973], а позднее специаль-

но писал В. А. Николаев [1976]. Как показал И. П. Герасимов [1970], основные черты современного рельефа заложились уже в начале третичного периода. В геоморфологическом строении территорий принимают участие поверхности выравнивания и системы террас, относящиеся к различным отрезкам третичного и четвертичного периодов. С ними соседствуют области ледниковых отложений среднего и позднего плейстоцена, на эти элементы накладывается реликтовая криогенная морфоскульптура конца плейстоцена, голоценовые элементы эрозионной морфоскульптуры и т. п.

Гетерохронность вскрывается и в других природных компонентах, даже в таких «подвижных» как растительность и почвы. О разновозрастности различных растительных зон писали В. П. Гричук [1973] и К. К. Марков [1960]. В последние годы в работах В. О. Таргульяна, А. Л. Александровского, Т. Д. Морозовой, автора и др. [Таргульян, Александровский, 1976; Морозова, Величко, 1975] уделяется немало внимания проблемам разновозрастности так называемых современных почвенных профилей. Рассмотрим в качестве примера этот вопрос. Сейчас уже можно считать доказанным вывод, что современные почвенные профили по своему внутреннему строению не представляют собой в хронологическом отношении единое целое. Их подразделение на несколько генетических горизонтов, дифференциацию которых еще десять лет назад большинство из нас связывало с деятельностью лишь комплекса биологических и химических процессов, действующих как бы в одном измерении (то есть в определенный промежуток времени, включая современность), на самом деле отражает различающиеся по своему характеру и возрасту фазы почвообразования. Наряду с генетической наблюдается, следовательно, и хронологическая дифференциация так называемых современных почвенных тел, они как бы распадаются на различные по возрасту элементы.

Так, согласно исследованию Т. Д. Морозовой и автора, [Морозова, Величко, 1975], по строению современных почв в центральных районах Русской равнины, относимых к дерново-подзолистому типу, в их профилях удается выделить по крайней мере 5 разновозрастных фаз, охватывающих весь голоцен и конец плейстоцена. Самая древняя из них — протогенетическая — относится к позднеледниковью, формирование элювиально-иллювиальной части профилей в основном относится к пребореальному и бореальному времени, формирование выделяемого в ряде случаев так называемого второго гумусового горизонта происходило в атлантическое время, в суббореале продолжалось формирование верхней части гумусового горизонта, и, наконец, в субатлантическое время, к которому относится и современность, наблюдаются некоторые признаки деградации дернового процесса, связанные с некоторым похолоданием и возрастанием увлажненности. Таким образом, дифференциальный в хронологическом отношении подход приводит нас к довольно парадоксальному выводу: для физико-географических условий современности в так называемых почвах из всего сложного почвенного профиля специфичны лишь признаки некоторой деградации, вторичной оподзоленности в гумусовом горизонте.

Гетерохронность современной природной среды не является, однако, отражением присутствия в ее системе простого неупорядоченного (хаотического) скопления разновозрастных элементов.

УНАСЛЕДОВАННОСТЬ

Как уже отмечалось ранее [Величко, 1973] в современных ландшафтных комплексах наблюдается органическое сочетание взаимодействующих компонентов, часть которых возникла под влиянием новых (квазисовременных) условий, а другая часть сформировалась в иных, прежних климатических условиях. И если эти условия различаются между собой на величину, определяющую отчетливые ландшафтно-географические различия, то в компонентах, составляющих современные ландшафты, будут встречаться образования, различающиеся генетически.

Современными компонентами следует считать такие компоненты, которые находятся в близком соответствии с характером распределения поступающей солнечной радиации и структурой климата, присущей настоящему времени. Как известно, изолинии равного теплоприхода к земной поверхности имеют в целом широтный характер, широтный характер носит и современная система атмосферной циркуляции, и часть компонентов природной среды обнаруживает хорошую корреляцию с таким распределением. Это важнейшее свойство нашло свое отражение в основном природном законе, столь ярко проявляющемся в современную теплую, межледниковую эпоху,— в законе достаточно дробной, отчетливо дифференцированной широтной зональности. Особенно явственно свойства такой широтной зональности, которая соответствует современному энергетическому уровню теплоприхода, проявляются в таких компонентах природной среды, которые являются достаточно мобильными и способны быстрее других приходить в равновесное (относительно равновесное) состояние с создавшимися общими климатическими условиями. Среди таких компонентов в первую очередь следует назвать растительность и затем почвы.

Однако в структуре современной географической оболочки имеются и такие компоненты, которые также в первую очередь зависят от климата, но не обнаруживают прямого соответствия с современным характером и уровнем широтного распределения теплоприхода. В качестве примера можно назвать область многолетней мерзлоты. На территории Евразии ее современная южная граница имеет преимущественно субмеридиональное положение. Весьма примечательно, как мы уже стремились обратить внимание на это ранее [Величко, 1973], что эта граница находится в соподчинении с границей распространения области морских льдов. Оба важнейших феномена современной природной среды — область многолетней мерзлоты и область морских льдов, как известно, представляют собой остаточную часть той обширной криогенной области позднего плейстоцена, которая распространялась до субтропиков, когда общая структура климата резко отличалась от современной.

В то же время современное положение границ указанных областей не является показателем того, что они вообще не подчиняются закону широтной зональности. Границы и области морских льдов и области многолетней мерзлоты также имели широтное положение в позднем плейстоцене, находясь в хорошем соответствии с тогдашним, совершенно иным (более низким) уровнем энергоприхода к земной поверхности в ледниковую эпоху и иным характером его широтного распределения.

Таким образом, наряду с чертами природной среды, которые находятся в квазиравновесном состоянии с современным уровнем теплоприхода, в природе существуют черты, наиболее полно развивавшиеся в условиях иной общей структуры климата. В настоящее время они находятся в подавленном состоянии, но вместе с тем не исключены из системы энергомассообмена между атмосферой и поверхностью Земли. Такие черты (феномены) предлагается называть *унаследованными*.

В отличие от них выделяется еще одна группа феноменов, названных *реликтовыми*, т. е. феноменов, которые как данная генетическая категория самостоятельно не развиваются, а лишь являются пассивными компонентами современных ландшафтов (например, остаточный ледниковый рельеф и т. п.).

ИНЕРЦИОННОСТЬ

С унаследовательностью связано еще одно важное свойство природной среды — ее инерционность как динамической системы. Это свойство проявляется и в таком ведущем компоненте как климат. Как показал М. И. Будыко [1974], одна из особенностей современного климата — его неустойчивость, выражающаяся в том, что при существующем сейчас уровне притока солнечной радиации к внешней границе атмосферы возможно становление самых различных условий, от ледниковых до совершенно безледных. Здесь большую роль играет долговременная тенденция развития климата. Для последних 15 000 лет, как известно, в целом наблюдается направленное увеличение теплоприхода. Несмотря на эту тенденцию и теоретическую возможность при современных условиях существования безледного режима, криогенная область в высоких широтах сохраняется, так как для ее полной деструкции необходим несколько более высокий, чем современный, уровень теплоприхода, хотя само по себе существование безледного режима может иметь место и при современном уровне. Современная же криогенная область, как уже отмечалось— остаток обширной криогенной области предшествующей ледниковой эпохи, или, как метко пишет климатолог И. Блютген [1972], современные полярные льды — это самовозобновляющийся остаток ледового покрова, сохранившийся от холодной эпохи. Этот унаследованный компонент по закону обратной связи оказывает очень существенное влияние на современный климат, придавая тем самым черты унаследованности такому подвижному компоненту среды как климат. Отсюда следует, что современная природная среда, рассматриваемая как звено в общей системе природной эволюции, в своих динамических связях сохраняет элементы, свойственные прежней эпохе. Иными словами, современная природная среда (включая такой важнейший компонент как климат), взятая как эволюционирующая система, обладает свойством инерционности.

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ. ТРАНЗИТИВНОСТЬ

Важнейшая черта природной оболочки Земли — широтная зональность, связанная с характером распределения лучистой энергии, поступающей к сферическому телу — геоиду. Закон широтной зональности был открыт В. В. Докучаевым, Л. С. Бергом и получил дальнейшее развитие в трудах А. А. Григорьева и М. И. Будыко [1961]. Эта проблема для прошлых эпох Земли изучалась Н. М. Страховым [1960], И. Бюделем [Büdel, 1950], К. К. Марковым [1960], Блютгеном [1972] и другими.

Полученные к настоящему времени материалы по палеогеографии ледниковых и межледниковых эпох плейстоцена позволили выявить некоторые новые аспекты этой проблемы.

Сравнение существующей сейчас системы широтной зональности с реконструкциями таковой для прошлых эпох показывает, что современная структура широтной зональности, характеризующаяся высокой дифференцированностью,— лишь один из типов структур зональности, который находится в тесной зависимости от данного типа климата. Современная зональная структура, видимо, отвечает как раз климату переходного типа в понимании М. И. Будыко и при изменении теплового режима либо

в сторону резкого увеличения теплоприхода, либо наоборот в сторону его значительного сокращения произойдут крупные перестройки зональной структуры. Об этом, в частности, говорят палеогеографические данные о характере ледниковых эпох плейстоцена. Из работ Э. И. Равского [1972], Э. А. Вангенгейм [1977], а так же автора [Величко, 1973] следует, что в такие эпохи наблюдалось сильное упрощение, ослабление зональной структуры, когда на месте нескольких существующих сейчас природных зон возникала одна обширная зона — гиперзона, т. е. наблюдалось явление гиперзональности. Такие гиперзоны не представляли собой результат простого расширения какой-либо из существующих ныне зон, но характеризовались новообразованными, специфическими типами сообществ растительности и животного мира. В некоторых районах внутри таких гиперзон наблюдались признаки более дробных широтных подразделений, представляющих собой как бы не до конца стершиеся следы прежней, более дифференцированной зональности, но эти подразделения никак не могут соответствовать рангу широтных зон. Наблюдавшуюся перестройку невозможно уместить в рамки некоторых схем, рассматривающих изменения природы от межледниковых к ледниковым эпохам в основном как миграцию зон от полюса к экватору, а от ледниковых к межледниковым — как миграцию в обратном направлении — от экватора к полюсу. В холодные ледниковые эпохи возникал принципиально иной тип зональной структуры, т. е. имела место не миграция зон, а трансформация зональной структуры.

Сказанное отнюдь не отрицает реальность миграционных сдвигов зон. Смещения зональных границ отчетливо фиксируются в микулинском межледниковье по растительности [Гричук, 1973] и почвам [Морозова, 1976]. Еще более отчетливо такие сдвиги выявлены М. И. Нейштадтом [1957], Н. А. Хотинским [1977] и др. для голоцена умеренного пояса Евразии.

Таким образом можно выделить два принципиально различных типа динамики зональной структуры — *миграционный и трансформационный*. Эти два типа динамики отражают колебания климата различного масштаба. Миграционный свойственен относительно небольшим колебаниям климата — таким, какие имеют место в голоцене, внутри межледниковых эпох и, вероятно, такие миграции имели место и внутри ледниковых эпох. Трансформационный тип возникает при качественно иных теплоэнергетических параметрах и ином циркуляционном механизме климата, т. е. при крупнопериодических природно-климатических изменениях, соответствующих смене межледниковых эпох ледниковыми и наоборот.

При трансформационном типе динамики зональной структуры удается наблюдать, что одни и те же компоненты природной среды занимают качественно различное положение в ландшафте. При одном типе зональной структуры они относятся к зональным элементам, а при другом они переходят в состояние провинциальных. Так, в последнюю ледниковую эпоху границы областей многолетней мерзлоты и морских льдов заняли отчетливое широтное положение, эти области относились к категории зональных. В настоящее же время они потеряли свое зональное положение и перешли в категорию провинциальных. Смена противоположного характера в эти же эпохи была свойственна лесной растительности. В ледниковую эпоху как зональный элемент в ряде крупных районов умеренного пояса лесная растительность деградировала, тогда как в настоящее время она является одним из наиболее ярких признаков широтной зональности. Это свойство некоторых природных компонентов менять свое положение по отношению к зональной структуре можно назвать свойством транзитивности.

ЛАБИЛЬНОСТЬ

Наконец, при эволюционном анализе состояния природной среды нельзя не затронуть проблемы скорости, с которой совершается переход природной среды из одного качественного состояния в другое. Следует отметить, что эта проблема остается слабо разработанной. Если о скоростях ландшафтных изменений внутри одной эпохи мы можем судить достаточно отчетливо на примере голоцена, то данных о скоростях смены качественно различных природных эпох значительно меньше. Вопрос этот представляется достаточно сложным, так как прежде всего следовало бы рассмотреть что именно подразумевается под изменениями природной среды. Ведь ее различные компоненты имеют различную инерционную способность. Например ледниковые щиты имеют большую инерцию, намного меньшей инерцией обладают морские льды и т. д.

Самыми подвижными в природных системах являются климат, а затем растительность. Если принять эти компоненты за репрезентативные при оценке наиболее высоких скоростей качественных ландшафтных перестроек (а для этого есть основания, поскольку именно они и почвы прежде всего определяют динамику ландшафта) и если рассматривать скорости фазовых переходов вне зоны прямого влияния ледниковых покровов для эпох оледенений, т. е. зависящих только от общепланетарных климатических изменений, то для оценки скоростей можно принять некоторые палинологические и радиоуглеродные данные для позднеледниковья и начала голоцена.

Судя по датам, относящимся к эпохам, довольно резко отличающимся по своим условиям, таким, как аллерёд и поздний дриас, климатический перелом между концом плейстоцена и голоцена, можно полагать, что на очень резкие глобальные перестройки в состоянии природы требовалось весьма короткое время, измеряемое не более нескольких столетий. Все это говорит о том, что природная среда, характеризующаяся столь сложной системой взаимосвязей и казалось бы достаточно высокой устойчивостью, может подвергнуться даже трансформациям глобального характера в чрезвычайно короткие сроки, что позволяет рассматривать ее как систему, обладающую высокой лабильностью.

Представляется, что применение эволюционного анализа будет способствовать не только более всесторонней оценке современного состояния природной среды, но и поможет при прогностических построениях.

В настоящее время уже широко обсуждаются вопросы защиты от общепланетарного неблагоприятного воздействия человека на природную среду и прежде всего на климат, способного привести к глобальному экологическому кризису. В частности высказываются предположения, что при существующем темпе роста углекислоты в атмосфере за счет хозяйственной деятельности человека, необратимый процесс таяния льдов, связанный с значительным потеплением, может наступить приблизительно через сто лет. Анализ возможности реализации подобных или других непреднамеренных глобальных природно-климатических изменений — один из коренных вопросов охраны окружающей среды и рационального использования ресурсов. Не меньшее значение имеет разработка научных основ прогноза изменений природной среды и при оценке крупных инженерных проектов преобразования природы. Наконец, эти же проблемы возникают и будут возникать еще в большей степени в связи с усилением внимания к долгосрочному народно-хозяйственному планированию.

Очевидно, что одним из важных средств решения указанных проблем является моделирование тех ситуаций в состоянии природной среды, которые отвечали бы предполагаемым изменениям. Однако исследования в

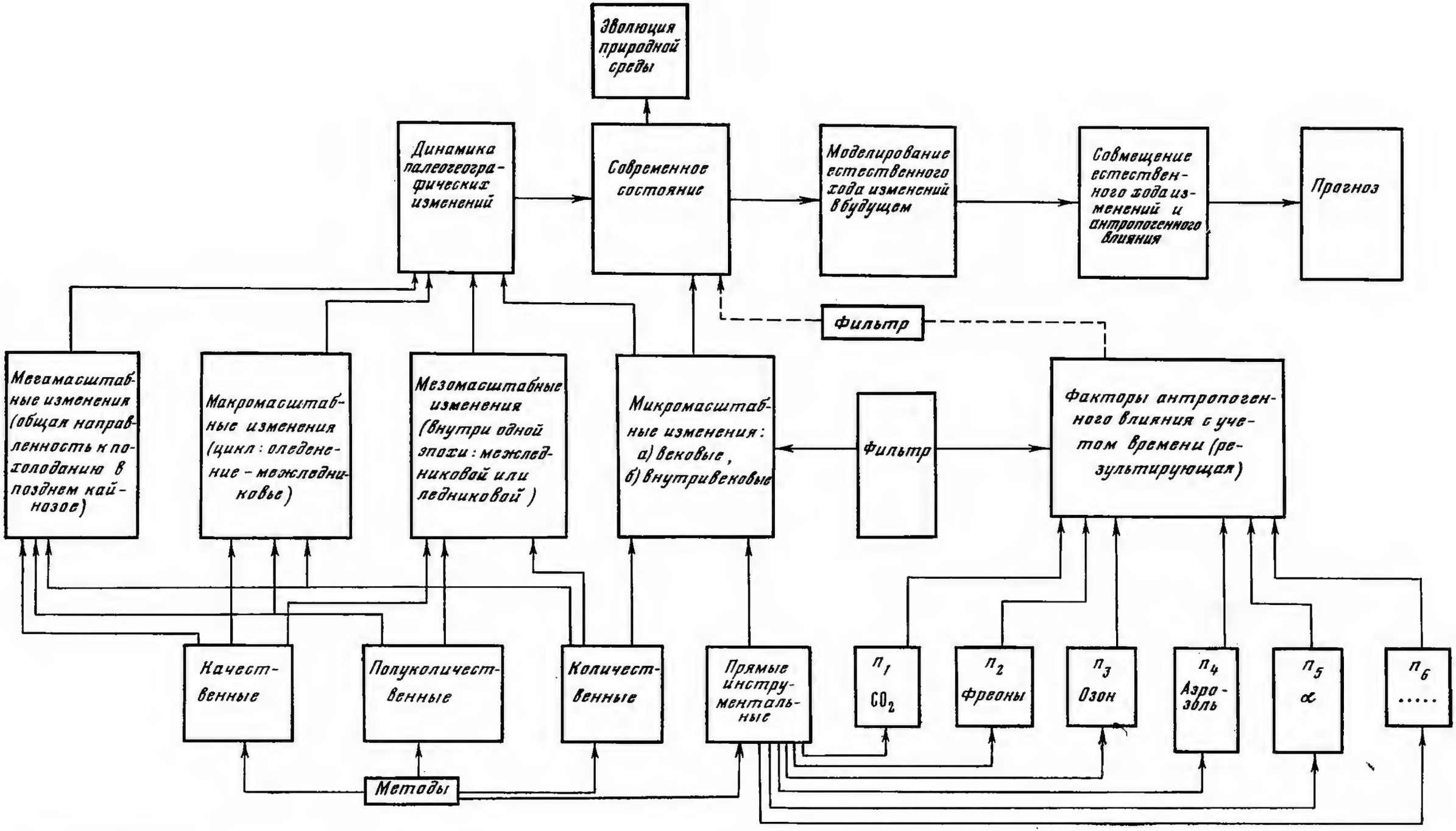


Рисунок к статье Величко стр. 22.

Заказ № 4874

Общая стратиграфическая шкала			Региональные шкалы: Европейская часть СССР			Региональные шкалы: Территория Грузии		Колхида: Черноморское побережье Грузии		Большой Кавказ южные склоны и предгорья: Ледниковая область. Вулканические нагорья		Малый Кавказ Южная Грузия: Бассейн р. Куры	Малый Кавказ Южная Грузия: Ледниковая область, вулканические нагорья, межгорные впадины		Археологическая периодизация	Региональная шкала морских отложений Понто-Каспийской области		Палеомагнитная шкала
Система	Раздел	Подраздел	Надгоризонт	Горизонт	Фаунистические комплексы	Надгоризонт	Горизонт											
Четвертичная		Голоцен	Голоцен		Современный	Голоцен		Современные ново- и древнечерноморские слои, аллювий пойм, морская терраса 4-6м, погребенные торфы на глубине 6, 10-12, 18-19 и 36м		Стадии отступания 5 XVIII - XX вв 4 Абишская 3 Надушгульская 2 Жабешская 1 Местийская	Андезиты Казбека, андезиты, дациты Кельского и Эрман-Ахубского плато; р-на Кнога	Аллювий надпойменных террас I - 5-9м II-III - 15м до 25м		Снежники, перигляциальные образования	Современный Бронза Энеолит Неолит Мезолит	Нимфейская трансгрес. Фанагорийская регрессия Древнеи новочерноморская трансгрессия	Новокаспийская трансгрессия Послехвалынская регрессия	Эпоха Брюнес
	Плейстоцен	Верхний	Валдайский	Осташковский	Палеолитический	Ненскринский (безенгийский)	Позднененскринский	Новоэвксинские лагунно-дельтовые и аллювиальные слои	Аллювий переуглубления (мощность 50-60м)	Стадия отступания Латальская	Андезиты, андезито-дациты вулкана Диди Непискало и Ахубатского и Эрманского плато вулкана Кнога	Аллювий III террасы 30-40м	Андезитовые потоки Бакуриани	Морены карового оледенения (Бешумская стадия) криотурбации	Верхний палеолит	Новоэвксинская регрессия	Верхнехвалынская трансгрессия	0,02 Лошамп 0,03
				Молого-Шекснинский			Интерстадиал	Погребенный торф на глубине 64м	Сурожские морские слои. Морская II терраса 18-20м (Сочи-Гагрский р-н), морская терраса у Супсы 10-12 м	Стадия отступания Бечойская. Озерно-флювиогляциальные отложения		Аллювий		Озерно-аллювиальные, коллювиальные отложения	Позднее мустье	Сурожская трансгрессия	Енотаевская регрессия	
				Калининский			Раннененскринский	Погребенные торфы Колхиды на глубинах 88-90м	Лагунно-дельтовые приустьевые отложения (Риони). Регрессия	Морены на высоте 720-1100м н.у.м (зап. и центр. часть), 2300-2400м (Вост. часть)	Андезито-базальты андезиты, андезито-дациты Гудаури-Млетского потока, Кельского и Эрманского плато	IV Террасы 50-55м		Морены карового оледенения (Аджаро-Имеретинский, Самсарский, Джавахетский хребты, Эрушетское нагорье)		Регрессия Гирканский бассейн	Нижнехвалынская трансгрессия	
				Микулинский			Межледниковье		Карангатские морские слои. Террасы высотой в Колхиде 12-25м, Сочи-Гагрском р-не 32-37м	Межледниковье		Аллювий V террасы 70-80м (до 100м)		Межледниковье ?	Раннее мустье	Карангатская трансгрессия	Ательская регрессия	0,110 Блейк
		Средний	Среднерусский	Московский		Лахамский	Позднелахамский	Озерные слои с торфом (120-125м)	Морские слои с каспийской фауной	Стадия отступания Лахамского ледника	Андезито-дациты и дациты арийского потока Казбека, лавы вулканов Кабарджина, Патара-Непискало, Схиртладе	(cont.)	Джавахетские андезитовые лавы	Оледенение ?	Ашель	Регрессия	Верхнехазарская трансгрессия	

Стратиграфическая схема верхнеплейстоценовых отложений Грузии. Составили Д. В. Церетели, Г. М. Майсурадзе (1976 г.)

этом направлении осложняются тем, что деформирующее влияние антропогенных факторов на состояние окружающей среды накладывается на ход естественных долговременных и короткопериодических природных изменений, существование которых и общий характер достаточно хорошо устанавливаются из исследований по четвертичному периоду.

Опираясь на данные развития природы в прошлом при рассмотрении возможного дальнейшего естественного хода изменений природы следует прежде всего выделить три главные размерности таких изменений: макромасштабные, мезомасштабные и микромасштабные.

К макромасштабным мы относим те, которые вызывают трансформационные изменения в природной структуре, т. е. отвечающие крупному полному циклу, включающему одну ледниковую эпоху и одну межледниковую эпоху. Установленное исследованиями по плейстоцену чередование указанных эпох делает вполне реальной в будущем смену современной теплой эпохи холодной, ледниковой.

Справедливость подобной тенденции подкрепляется следующими дополнениями. Давно установленным свойством природных изменений в плейстоцене является их направленность в сторону похолодания. Позже оказалось, что эту направленность удается проследить отдельно по ледниковым и межледниковым эпохам. Палеогеографический анализ современной эпохи развития природы показывает, что наша межледниковая эпоха прохладнее предшествующей (микулинской). Следовательно, тенденция сохраняется.

В пользу такого представления говорят и данные по мезомасштабным природным изменениям, под которыми понимаются природно-климатические колебания второго порядка, имеющие место внутри полуцикла (т. е. внутри одной холодной, ледниковой, или внутри одной теплой, межледниковой, эпохи). При мезомасштабных колебаниях наблюдается лишь миграционный тип динамики зональной структуры с соответствующими величинами колебаний температур и осадков.

Если обратиться к эволюции природы внутри современной голоценовой эпохи, отвечающей последнему теплому полуциклу, то, как это следует из ряда работ и, в частности, М. И. Нейштадта и Н. А. Хотинского, для этого полуцикла устанавливается такой ход развития природных изменений, который позволяет полагать, что верхняя часть этого полуцикла (оптимум) уже пройдена.

Каковы возможные хронологические рамки начала будущих трансформационных перестроек в рамках макромасштабного цикла? Зная длительность первой половины голоцена (включая оптимум) и учитывая что длительность межледниковых эпох от более древних к более молодым постепенно сокращается, можно полагать, что переход к следующей холодной эпохе (полуциклу) может произойти в течение нескольких тысячелетий (3—5?).

Однако, как уже обращал внимание автор в некоторых публикациях, есть основания полагать, что в плейстоцене длительность межледниковых эпох была значительно большей, чем 12 000—15 000 лет. Поэтому необходимо в дальнейшем специально рассмотреть вопрос о том, является ли предполагаемое похолодание действительным переходом к новой ледниковой эпохе или отражает наступление фазы похолодания внутри сложной в климатическом отношении межледниковой эпохи (такие фазы были свойственны некоторым межледниковым эпохам плейстоцена).

Наконец, к микромасштабным природно-климатическим изменениям относятся такие, которые не фиксируют стабильную смену фаз внутри ледникового или межледникового полуцикла, но в то же время имеют устойчивый вековой ход и при этом обнаруживают признаки колебаний в

состоянии отдельных компонентов (например, потепление середины нашего столетия). Предполагается, что такие микромасштабные и особенно мезомасштабные изменения, как, например, малая ледниковая эпоха XV—XVIII вв., отражают приближение колебаний более крупного порядка — макромасштабных. Вспомним, что в конце последней ледниковой эпохи (последнего ледникового полуцикла) с приближением к голоцену (т. е. к смене на теплую эпоху) так же наблюдалась учащенная система резких климатических колебаний (дриас I, бёллинг, дриас II, аллерёд III, половецкое потепление, переславское похолодание), длительность которых не превышала нескольких столетий.

Анализ микро- и мезомасштабных колебаний, проводимый в первую очередь той частью палеогеографии, которая называется исторической географией, должен привлечь усиленное внимание палеогеографов, поскольку материалы по мезо- и особенно по микромасштабным колебаниям еще очень слабо скоррелированы с макромасштабными. Между тем, лишь данные по всем трем категориям изменений, взятые вместе, позволят подойти к расшифровке причин природных изменений.

Указанные тенденции естественного хода, как уже говорилось, могут быть существенно изменены (ослаблены или наоборот усилены) антропогенными влияниями на климат. Если исходить из существующих данных по увеличению содержания углекислоты в атмосфере, то, очевидно, естественный ход природных изменений вступает в контрадикцию с антропогенным деформирующим влиянием.

Однако, современная климатология рассматривает и другой фактор антропогенного влияния на климат — запыленность атмосферы. При доминирующем влиянии этого фактора произойдет однонаправленное его наложение на естественный ход природных изменений. В этом случае может ускориться переход к более холодным фазам межледникового (голоценового) полуцикла или даже началу ледникового полуцикла.

Для представления о том, какие могут возникнуть природные ситуации, в этих случаях представляется целесообразной в качестве модели реконструкция природных обстановок для последнего микулинского межледниковья (в случае значительного потепления) либо для последней (поздневалдайской) ледниковой эпохи (в случае похолодания).

В качестве примера можно сослаться на реконструкции — модели природной среды по двум указанным хронологическим срезам, полученные сотрудниками отдела палеогеографии ИГ АН СССР с помощью пространственных (картографических) реконструкций для территории Европы.

Так, полученные для микулинского межледниковья карты растительности [Гричук, 1973] и почвенного покрова [Величко, Морозова, 1973] с применением методов количественного анализа показали, что нередко предполагаемое сходство этого межледниковья с современностью относительно и касается лишь принципиальной структуры природной зональности. Его отличительным свойством на фоне трансгрессии океана было значительное широтное выравнивание климатических условий, которое создавалось за счет глубокого проникновения на восток условий, свойственных Средней и Западной Европе, отсутствие зоны тундры, значительное (на 300—400 км) продвижение на юг лесной зоны, резкое усиление роли западного широтного переноса в системе атмосферной циркуляции. Этим изменениям способствовало значительное сокращение по сравнению с современностью площади морских льдов, уменьшение роли сибирского антициклона. Указанные особенности определялись более высокой, чем сейчас, общей глобальной теплообеспеченностью. Отчетливый показатель этого — резкое повышение температур зимы на востоке Европы. Если сейчас температуры января в центре Русской рав-

нины близки к —10° С, то в микулинское время были близки к —3°—0° С, в то время имела место почти полная редукция морозного периода. Количество осадков здесь также было больше, чем сейчас на 100—150 мм.

Совершенно иная картина вскрывается при палеогеографических реконструкциях для максимума последнего оледенения. Эпоху 20 000—15 000 лет назад можно назвать главным климатическим минимумом не только плейстоцена, но и всего кайнозоя. Примечательно, что мы существуем непосредственно после этого крупнейшего климатического порога.

Микулинская эпоха, следовательно больше напоминала межледниковье в классическом понимании, чем современная.

Данные по Европе, а также по другим территориям земного шара позволяют отнести к числу важнейших свойств климата Земли в эпоху максимума последнего оледенения резкую перестройку природной зональности, глобальную тенденцию к деструкции лесной растительности (за исключением некоторых районов), общее сокращение осадков, в том числе в современных поясах активного увлажнения, сильное понижение среднегодовых (от —5° и ниже) и зимних температур на большей части внетропического пространства.

Для ледниковой эпохи, несмотря на то, что в это время в высоких широтах шла мощная аккумуляция воды в твердой фазе, было характерно общее сильное сокращение осадков не только во внеледниковой зоне, но и над самими ледниковыми покровами. Широко распространенное представление о том, что в эпоху оледенения наблюдалось смещение к югу путей циклонов и в современных аридных районах обильно выпадали осадки, оказывается неподтвержденным фактическими данными. Постулированные соотношения: оледенения в северных районах — плювиалы в южных, судя по материалам по микулинскому межледниковью и позднеплейстоценовому оледенению, оказываются неприемлемыми.

Кратко охарактеризованные выше реконструкции относятся к крайним, экстремальным условиям и их не следует воспринимать как конкретные реальные природные обстановки, которые обязательно наступят в ходе изменений климата в будущем. Приходится признать, что мы, к сожалению, пока не вышли еще за рамки лишь самых принципиальных схем прогнозного характера. Однако, необходимость углубленных разработок, нацеленных на прогноз, касается не только палеогеографии.

Существует много сложнейших проблем и в других науках, теснейшим образом связанных с прогнозом природных изменений. Так, в климатологии до сих пор дискутируется вопрос о том, какие антропогенные факторы окажут решающее влияние на состояние климата, т. е. к чему же в действительности поведут антропогенные факторы — к потеплению или к похолоданию и в каких конкретных величинах это выразится. Нет общепринятого представления о дальнейшей тенденции естественного хода микромасштабных температурных изменений и о тех конкретных перестройках в атмосферной циркуляции, которые произойдут при установленной величине температурных изменений.

Палеогеография находится в значительно более трудном положении. Ей предстоит еще многое сделать для того, чтобы с полной отдачей включиться в прогнозирование и охрану окружающей среды. Наименее разработанными в палеогеографии являются как раз вопросы палеоклиматологии. В нашей отечественной палеогеографии сложилось сейчас несколько странное положение. Можно с определенностью сказать, что ни для какой другой территории, кроме территории нашей страны, не имеется столь обширного и богатого материала по палеогеографии и четвертичной геологии. В то же время палеоклиматологическое моделирование на базе этих фактов проводится еще очень робко. Обратная

ситуация — за рубежом, особенно в США, где как раз значительно шире проводится палеоклиматическое моделирование при ограниченности палеогеографических данных, особенно для суши. Такие «ножницы» выявились в частности недавно на советско-американском рабочем совещании по природно-климатическим изменениям, проведенном в рамках межгосударственного соглашения по охране окружающей среды.

Палеогеография стоит перед абсолютной необходимостью разработать методы получения конкретных количественных палеогеографических характеристик и прежде всего построения систем количественных оценок данных по отдельным компонентам (растительность, почвы, фауна и т. п.) как определенных показателей температуры, осадков и т. д.

Очевидной стала необходимость разработки комплекса методов, необходимых для построения пространственных реконструкций. Пространственные однокомпонентные и комплексные палеогеографические реконструкции, основанные на конкретных палеогеографических фактах — главное условие построения региональных и глобальных схем климатических характеристик и прежде всего схем-моделей атмосферной циркуляции, а это — важнейший элемент для прогнозов.

Необходимо также, как уже упоминалось выше, совмещение усилий палеогеографов, занимающихся исследованиями плейстоцена и голоцена и природно-климатических изменений в историческое время.

Наконец, остается нерешенным вопрос вопросов — закономерности и причины природно-климатических изменений, который мог бы дать ключ, алгоритм для прогнозных построений. Важно сближение моделей, построенных по палеогеографическим материалам, с создаваемыми математическими моделями климата. Возможная схема для прогностических реконструкций приводится в таблице.

Сейчас настало время объединить усилия специалистов различных наук — климатологов, математиков, гляциологов, палеогеографов, геологов, всех специалистов, изучающих историю и развитие природной среды. Необходима консолидация этих исследований в одном проекте, посвященном исследованию эволюции, динамики природной среды и прогноза ее дальнейшего развития.

ЛИТЕРАТУРА

Блютген И. География климатов. Т. 1, 2. М.: Прогресс, 1972.

Будыко М. И. Изменение климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Величко А. А. Вопросы палеогеографического эволюционного анализа современного состояния природной среды.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1976, № 4.

Величко А. А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1977, № 4.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв Русской равнины.— В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Почвенный покров верхнеплейстоценового (микулинского) межледниковья.— В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973.

Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли.— Геоморфология, 1970, № 1.

Герасимов И. П., Марков К. К. Развитие ландшафтов в СССР в ледниковый период.— В кн.: Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1. М.— Л., 1941.

Григорьев А. А., Будыко М. И. О климатических факторах географической зональности.— В кн.: XIX Международный Географический Конгресс в Стокгольме. М., 1961.

Гричук В. П. Растительность Европы в верхнеплейстоценовое (микулинское) межледниковье.— В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М., 1973.

Гричук В. П. Возрастная и историко-палеогеографическая дифференциация природных ландшафтов на территории СССР.— Тр. XXIII Международного Географического Конгресса. М., 1976.

Марков К. К. Палеогеография. М.: Изд-во МГУ, 1960.

Морозова Т. Д. Опыт реконструкции почвенного покрова микулинского межледниковья в Европе.— В кн.: Природно-климатические изменения в плейстоцене и голоцене. М., 1976.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.

Николаев В. А. О возрасте ландшафтов.— Вестник МГУ, География, 1976, № 1.

Равский Э. И. Осадконакопления и климат внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Таргульян В. О., Александровский А. Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы).— В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М., 1976.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

Büdel J. Das System der klimatischen Morphologie.— Verhdln. Dt. Geog. Tag. München, 1948. Landshut, 1950.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 550.38.524 (439.1)

М. А. ПЕВЗНЕР, М. ПЕЧИ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И СТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНГРИИ

На территории Венгерской низменности широко развиты мощные лёссово-почвенные четвертичные образования, залегающие на отложениях различного возраста. Уже более десяти лет ведутся хроно-стратиграфические исследования этих отложений, результаты которых изложены в многочисленных статьях и монографиях как венгерских, так и зарубежных авторов [Stefanovits, 1965; Печи, Себени, 1969; Seppälä, 1971; Pécsi, 1971, 1973; Fink, 1973; Pécsi, Pevzner, 1974 и другие]. Однако и сейчас еще много неясных вопросов, связанных с расчленением и корреляцией венгерских лёссовых разрезов. Корреляция лёссовых толщ вообще представляет большие трудности, а в случае венгерских лёссовых разрезов они усугубляются еще и тем, что ни один из многочисленных лёссовых разрезов Венгрии не является полным. Особенно трудно расчленить средне- и нижнеплейстоценовые отложения, поскольку биостратиграфические данные и данные абсолютного возраста имеются, в основном, только для верхнеплейстоценовой части разреза.

По возрасту лёссы и лёссовидные отложения в Венгрии подразделяют на молодой и древний лёсс. Каждая из этих частей подразделяется на две серии. Верхняя часть молодого лёсса относится к лёссовой серии Тапиошуй [Hàhn, 1975], а его нижняя часть — к серии Менде-Башахарц [Hàhn, 1975; Pécsi, 1971, 1974, 1971, 1974]. Верхняя часть древнего лёсса относится к серии Пакш [Hàhn, 1975], а нижняя его часть — к серии Дунафельдвар (рис. 1).

Наиболее полными лёссовыми разрезами в Венгрии являются разрезы Пакш и Дунафельдвар. В них обнажается как молодой, так и древний лёсс. Однако и эти разрезы неполные, ибо в каждом из них отсутствуют некоторые стратиграфические горизонты, присутствующие в других разрезах.

Разрезы Башахарц и Менде являются стратотипическими для молодого лёсса и содержат практически все его подразделения. Однако самая верхняя часть молодого лёсса (серия Тапиошуй) лучше всего представлена в разрезе Тапиошуй.

Этот разрез находится в 40 км от г. Будапешт в старом карьере. Приводимое ниже краткое описание несколько отличается от описания, сделанного М. Печи в 1965 г. [Pécsi, 1974], поскольку оно сделано по южной части карьера, где более полно представлена верхняя часть молодого лёсса. Здесь наблюдаются два гумусовых горизонта, залегающих на глубине 10 и 12 м, а на глубине 15,0—18,0 м залегает сдвоенный почвенный комплекс, представленный почвами лесо-степного типа, который сопоставляется нами с почвенным комплексом «менде верхний» (MF).

Толща молодого лёсса с гумусовыми горизонтами, залегающая над почвенным комплексом MF, и выделяется в серию Тапиошуй.

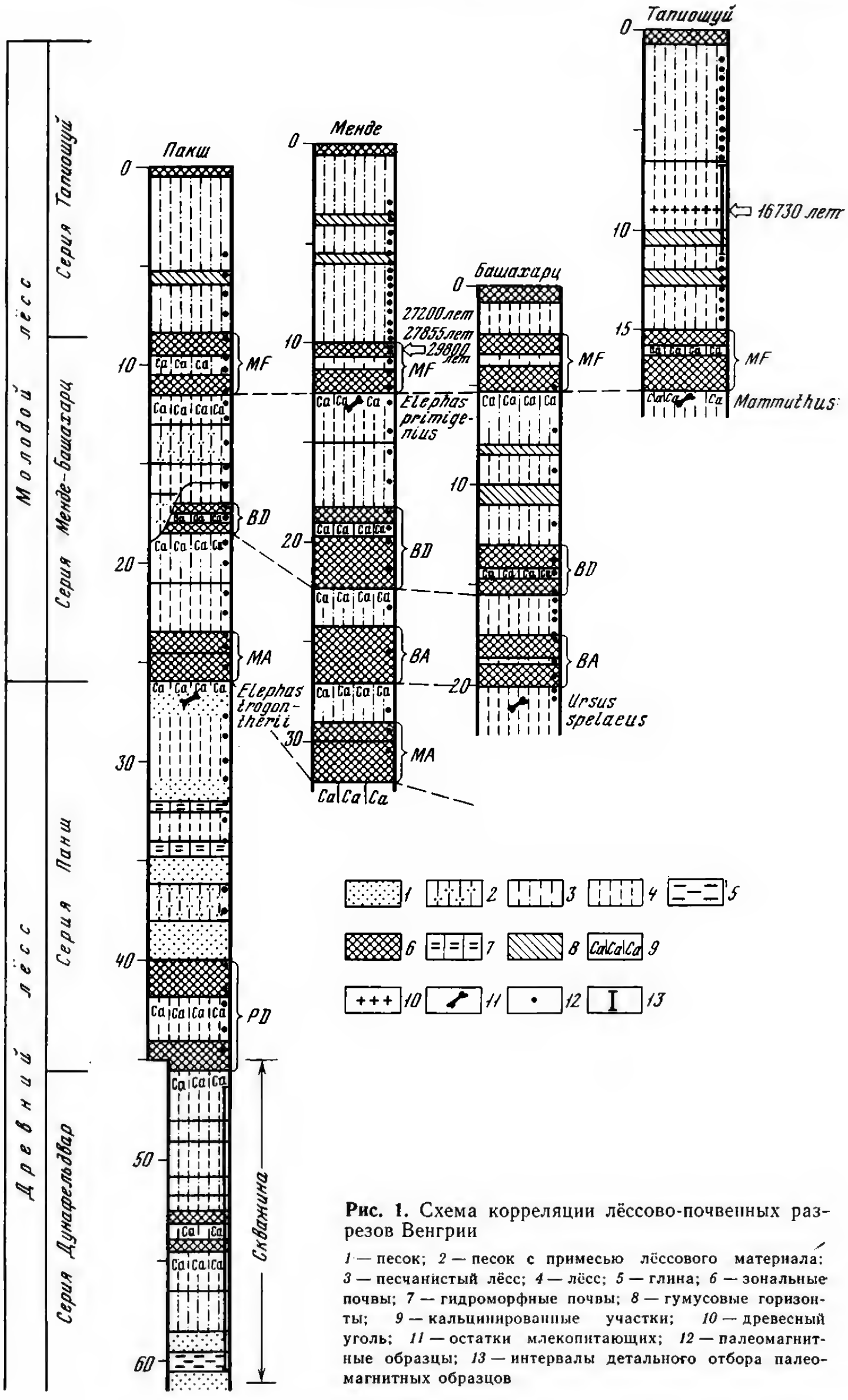


Рис. 1. Схема корреляции лёссово-почвенных разрезов Венгрии

1 — песок; *2* — песок с примесью лёссового материала: *3* — песчанистый лёсс; *4* — лёсс; *5* — глина; *6* — зональные почвы; *7* — гидроморфные почвы; *8* — гумусовые горизонты; *9* — кальцинированные участки; *10* — древесный уголь; *11* — остатки млекопитающих; *12* — палеомагнитные образцы; *13* — интервалы детального отбора палеомагнитных образцов

Приблизительно в 1 м выше верхнего гумусового горизонта по древесному углю определен возраст C^{14}, который равен 16 730±470 лет (НУ-1615). В основании лёссового разреза Тапиошуй, сразу под почвенным комплексом MF, обнаружены остатки мамонта. На основании этих данных можно утверждать, что изученные отложения сформировались в верхнем плейстоцене.

Более древняя часть молодого лёсса — серия Менде-Башахарц — была выделена на основании изучения лёссовых отложений одноименных разрезов.

Разрез Менде находится в 10 км юго-западнее с. Тапиошуй. Здесь, в карьере кирпичного завода с. Менде обнажается около 30 м лёссов и лёссовидных отложений с четырьмя погребенными почвенными комплексами и двумя гумусовыми горизонтами (см. рис. 1). В основании разреза залегает мощный (более 2 м) сдвоенный почвенный комплекс. Его нижний горизонт представлен красно-коричневой почвой лесного типа, а верхний — черноземной почвой. Этот почвенный горизонт получил название «менде нижний» (MB) [Pécsi, 1965; Печи, 1966; Stefanovits, 1965]. Три лежащих выше почвенных комплекса представлены почвами степного типа. Они получили названия (снизу вверх) «башахарц нижний» (BA), «башахарц двойной» (BD) и «менде верхний» (MF) [Pécsi, 1965; Печи, 1966; Печи, Себени, 1969]. Почвенные комплексы BD и MF состоят из двух горизонтов почв степного типа. Забегая вперед отметим, что почвенные комплексы MB и MF отмечаются в ряде других разрезов молодого лёсса, но наиболее хорошо развиты в данном разрезе. Почвенные же комплексы BA и BD наиболее хорошо представлены в карьере кирпичного завода с. Башахарц.

В самой верхней части разреза с. Менде на глубине 8,5 м и 5,5 м от поверхности наблюдаются два гумусовых горизонта мощностью 0,5—0,8 м каждый.

Возраст верхнего горизонта MF по данным C^{14} оценивается в 28 000—29 000 лет. Радиоуглеродные исследования древесного угля, собранного из верхнего горизонта этого почвенного комплекса, были проведены в трех лабораториях и дали близкие результаты — 29 800±600 лет (MO-422), 27 200 $^{+1400}_{-1100}$ лет (HV-3130) и 27 855±1589 лет (HV-5422). Возраст нижнего горизонта этого комплекса определен по древесному углю, собранному в карьере кирпичного завода Салимар (вблизи Будапешта). Он равен 32 500±2170 лет (H-1776).

Данные абсолютного возраста и остатки Elephas primigenius, обнаруженные в лёссе карьера Менде непосредственно под MF, свидетельствуют о верхнеплейстоценовом возрасте этих отложений [Pécsi, 1965].

Наиболее хорошо коррелируемым почвенным комплексом в молодом лёссе является MB. Он наблюдается во многих разрезах Венгрии. Из анализа геоморфологических данных и данных палеопедологии следует, что этот почвенный комплекс формировался во второй половине последнего межледниковья.

Разрез карьера кирпичного завода с. Башахарц находится в 50 км на север от г. Будапешт и в 10 км восточнее г. Эстергом. Здесь в 22-метровом разрезе молодого лёсса выделяются несколько почвенных и гумусовых горизонтов. В основании разреза (17,5—20,0 м) наблюдается мощный темно-коричневый почвенный комплекс, представленный двумя черноземными почвами. Этот почвенный комплекс считается стратиграфически значимым и назван «башахарц нижний» (BA). Приблизительно в 1,5 м ниже его подошвы в делювиальном лёссе обнаружены остатки Ursus speleus, а выше почвенного комплекса BA, на глубине 13—15,5 м залегает сложнопостроенный (состоящий из двух горизонтов) почвен-

ный комплекс, представленный почвами степного типа и названный М. Печи «башахарц двойной» (BD) [Pécsi, 1965a]. Выше, на глубине 2,5—5,3 м наблюдается еще один мощный сдвоенный почвенный комплекс, представленный почвами степного типа, который сопоставляется с почвенным комплексом «менде верхний». Между почвенными комплексами BD и MF на глубине 8,0—8,5 м и 10—11 м наблюдаются два гумусовых горизонта. Таким образом возраст молодого лёсса в разрезе Башахарц можно уверенно датировать верхним плейстоценом.

В серию Менде-Башахарц выделяются нижние части разрезов молодого лёсса вместе с почвенными комплексами MB и MF.

Как уже отмечалось выше, наиболее полным разрезом лёссово-почвенных отложений является разрез, изученный в стенке карьера кирпичного завода с. Пакш, который находится в 100 км к югу от г. Будапешт. Этот разрез по мнению ряда ученых [Adám, Marosi, Szilárd, 1954; Bulla, 1937 и 1938; Kriván, 1955; Pécsi, 1964; Scherf, 1938; Szebényi, 1954 и др.] считается опорным при изучении лёссово-почвенных отложений плейстоцена Венгрии.

Здесь отложения молодого лёсса слагают 26 м верхней части разреза. Они представлены преимущественно песчанистым лёссом и лёссовидным песком. В основании молодого лёсса залегает мощный (около 2 м) почвенный комплекс, представленный двумя красно-коричневыми почвами лесного типа, который сопоставляется с почвенным комплексом MB. В молодом лёссе этого разреза выделяют еще два почвенных комплекса, которые представлены коричневыми почвами лесо-степного типа. Нижний из них (глубина 17—19 м) сопоставляется с почвенным комплексом BD, а верхний (глубина 9—11,5 м) — с почвенным комплексом MF. Выше по разрезу на глубине 5,5 м наблюдается слабовыраженный гумусовый горизонт.

Самую верхнюю часть разреза, выше почвенного комплекса MF, слагают неслоистые лёссы и делювиальные лёссовые образования. Между почвенными комплексами MF и MB наблюдается ряд небольших древних ложбин, заполненных лёссовым материалом. Это указывает на то, что данный разрез формировался в относительно сложных геоморфологических условиях, что и привело к выпадению из разреза некоторых почвенных и лёссовых горизонтов. Однако наиболее существенный размыв наблюдается под почвенным комплексом MB. Об этом свидетельствует наличие хорошо промытого флювиального и пролювиального песка, залегающего непосредственно под почвенным комплексом MB.

Ниже этого крупного размыва залегает древний лёсс, представленный чередованием лёссовидных и флювиально-пролювиальных отложений. В некоторых частях разреза древнего лёсса наблюдаются скопления карбонатных конкреций и лёссовых кукол. На глубине 32 и 34 м можно наблюдать две слабовыраженные почвы болотного типа. В основании разреза (40—45,5 м) залегает мощный сдвоенный почвенный комплекс, представленный красными почвами лесного типа, который получил название «пакш нижний — двойной» (PD) [Pécsi, 1973; Adám, Marosi, Szilard, 1954б].

В естественных обнажениях ниже почвенного комплекса PD можно наблюдать еще одну или две красные почвы и подстилающую их 5-метровую толщу лёсса. Такая картина наблюдается в разрезе с. Дунакомлед, находящегося в 2 км севернее разреза Пакш.

Отложения, подстилающие почвенный комплекс PD, в разрезе Пакш вскрыты скважиной глубиной 15,5 м. Эта часть разреза представлена лёссом, лёссовидным песком и песчанистым лёссом. По разрезу в разных местах наблюдаются скопления карбонатных конкреций. На глубине 7,5—9,5 м (глубина по скважине) залегает сдвоенная красно-ко-

ричневая почва, а в основании разреза (14,8—15,3 м) обнаружен красный плотный суглинок с карбонатными и железо-марганцевыми конкрециями, залегающий на песке. Этот красный суглинок, вероятно, соответствует илу, залегающему на серо-зеленых глинах морского паннона в разрезе Дунафельдвар и возможно представляющему собой кору выветривания осадков Паннонского моря, которая сформировалась сразу же за регрессией последнего.

Как уже отмечалось выше, мы располагаем крайне скудными данными о возрасте древнего лёсса. В разрезе Пакш, в древнем лёссе, ниже почвенного комплекса MB найдены обломки бивня и зуба среднеплейстоценового слона Elephas trogontherii [Pécsi, 1971]. К сожалению, указать точнее положение этих остатков в разрезе не представляется возможным, поскольку они были обнаружены в отвале, образовавшемся после взрыва стенки карьера.

Необходимо отметить, что строение нижних горизонтов древнего лёсса в районе с. Пакш, залегающих ниже почвенного комплекса PD, значительно сложнее, чем это может показаться по приведенному описанию керна скважины. В скв. 2, которая пробурена в 11,5 м восточнее скв. 1 и вскрыла толщу древнего лёсса до глубины 16,5 м, наблюдаются три почвенных горизонта. Они фиксируются на глубинах: 3—4 м — коричневым суглинком, 8,5—9 м — красным суглинком и 10,5—13 м — сложнопостроенным комплексом, представленным в верхней части коричневым суглинком мощностью около 1 м и в нижней части — красным суглинком. На глубине 15—16,5 м залегают кварцевые пески, вероятно относящиеся к паннону.

Верхняя часть древнего лёсса вместе с почвенным комплексом PD составляет серию Пакш [Háhn, 1975]. Нижняя часть древнего лёсса, вскрытая скважинами в районе с. Дунафельдвар, относится к серии Дунафельдвар. Верхние 25 м этой серии содержат 5 мощных охристо-красных почвенных комплекса, представленных почвами средиземноморского типа. Разделяются эти почвенные комплексы маломощными прослоями (первые дециметры) разнофациальных пород — лёссами, болотными отложениями и флювиальными песками. Нижние 4—5 м серии Дунафельдвар сложены розовыми песчанистыми глинами, залегающими на серо-зеленых глинах морского паннона.

Из изложенного выше следует, что молодой лёсс Венгрии образовался в позднеплейстоценовое время. Почвенный комплекс MF сформировался в интервале времени 32 500—28 000 лет. Этот почвенный комплекс отмечен во многих разрезах Венгрии, однако в некоторых из них он отсутствует. Например, в разрезе Дунафельдвар он не наблюдается — вероятно, уничтожен последующей эрозией. Для более древних почвенных комплексов мы не располагаем абсолютными датами и их возраст оценивается приблизительно, по скоростям осадконакопления и геоморфологическим данным. Возраст почвенного комплекса BD можно оценивать в 42 000—47 000 лет, а BA — приблизительно в 65 000 лет.

Наиболее хорошо коррелируемый почвенный комплекс в лёссовых разрезах Венгрии — MB. О возрасте его можно судить по данным геоморфологического анализа (морфология террас) и палеопедологии. Этот почвенный комплекс сформировался во второй половине последнего межледниковья.

Если наши представления о возрасте почвенных комплексов молодого лёсса Венгрии верны, то почвенный комплекс MF можно сопоставить с брянским почвенным горизонтом, а MB — с мезинским почвенным комплексом. Необходимо отметить, что на территории Европейской части СССР нам неизвестны почвенные горизонты, которые можно было бы сопоставить с почвенными комплексами BA и BD.

Как уже отмечалось выше, мы не располагаем данными, позволяющими уверенно судить о возрасте древнего лёсса. На основании же остатков Elephas trogóntherii, обнаруженных в разрезе Пакш, можно заключить, что отложения, залегающие ниже комплекса МВ, не моложе среднего плейстоцена. Именно это обстоятельство и побудило нас провести палеомагнитные исследования лёссовых разрезов Венгрии.

Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны из молодых лёссов разрезов Менде, Тапиошуй, Башахарц и Пакш. В последнем ориентированные образцы были отобраны также и из древнего лёсса, обнаженного в разрезе и вскрытого скважиной. Скважина была пробурена с помощью бурового снаряда, выпускаемого шведской фирмой BORO, который позволяет производить ориентированный отбор керна не только в вертикальной плоскости, но и по странам света.

Интервал отбора образцов по различным разрезам и частям разрезов различен (см. рис. 1). Шаг отбора определялся поставленными задачами и местными условиями (обнаженность, доступность обнажений для отбора образцов, пригодность пород для палеомагнитного анализа и т. д.), при этом мы стремились отобрать образцы из всех стратиграфических горизонтов в каждом разрезе.

Из каждого образца, отобранного из обнажений, изготовляли по 2—3 кубика с ребром 24 мм. При отборе образцов из керна скважины кубики аналогичного размера выпиливались вплотную друг к другу из каждого кернового монолита.

Измерения образцов производились на рок-генераторе ИОН-1 с пороговой чувствительностью 1×10^{-7} ед. СГС и на спин-магнитометре JR-3 с пороговой чувствительностью 4×10^{-8} ед. СГС (слабомагнитные образцы).

Для подавляющего большинства образцов проверялась их способность приобретать вязкую намагниченность. Для 17 образцов, представленных различными литологическими разностями пород, были сняты полные кривые размагничивания переменным магнитным полем. Все образцы коллекции были подвергнуты термомагнитной чистке в немагнитном пространстве при температуре 220° С с выдержкой образцов при данной температуре 2-3 часа.

Образцы представлены породами, различными по литологии, поэтому они значительно отличаются и по магнитным характеристикам.

Величины естественной остаточной намагниченности (In) составляют от $0{,}1\times10^{-6}$ ед. СГС до 600×10^{-6} ед. СГС, при наиболее часто встречаемых значениях $(5—20)\times10^{-6}$ ед. СГС. Наиболее намагниченные образцы встречены в разрезе Пакш (в обнажении — до 130×10^{-6} ед. СГС и в скважине, в интервале 14,66—15,51 м,— до 600×10^{-6} ед. СГС).

Отношение величины вязкой намагниченности, возникшей в образцах в поле лаборатории за две недели, к величине стабильной части остаточной намагниченности изменяется от первых процентов до 60—65% и изредка достигает 100%.

Исследования образцов в переменном магнитном поле показали, что применение этого метода для магнитной чистки малоэффективно из-за сильного подмагничивания образцов уже в малых полях. Для ряда образцов значительное подмагничивание наблюдалось уже при амплитудах поля 140 э, и практически для всех образцов оно фиксировалось при амплитуде поля 280 э, а магнитная чистка при таких значениях напряженности магнитного поля еще не осуществлялась. Именно поэтому для образцов всей коллекции была выбрана термочистка.

Все образцы обладают значительной по величине вторичной намагниченностью (вязкой, а для керна — в ряде случаев еще и динамической). Для некоторых образцов вторичная намагниченность составляла

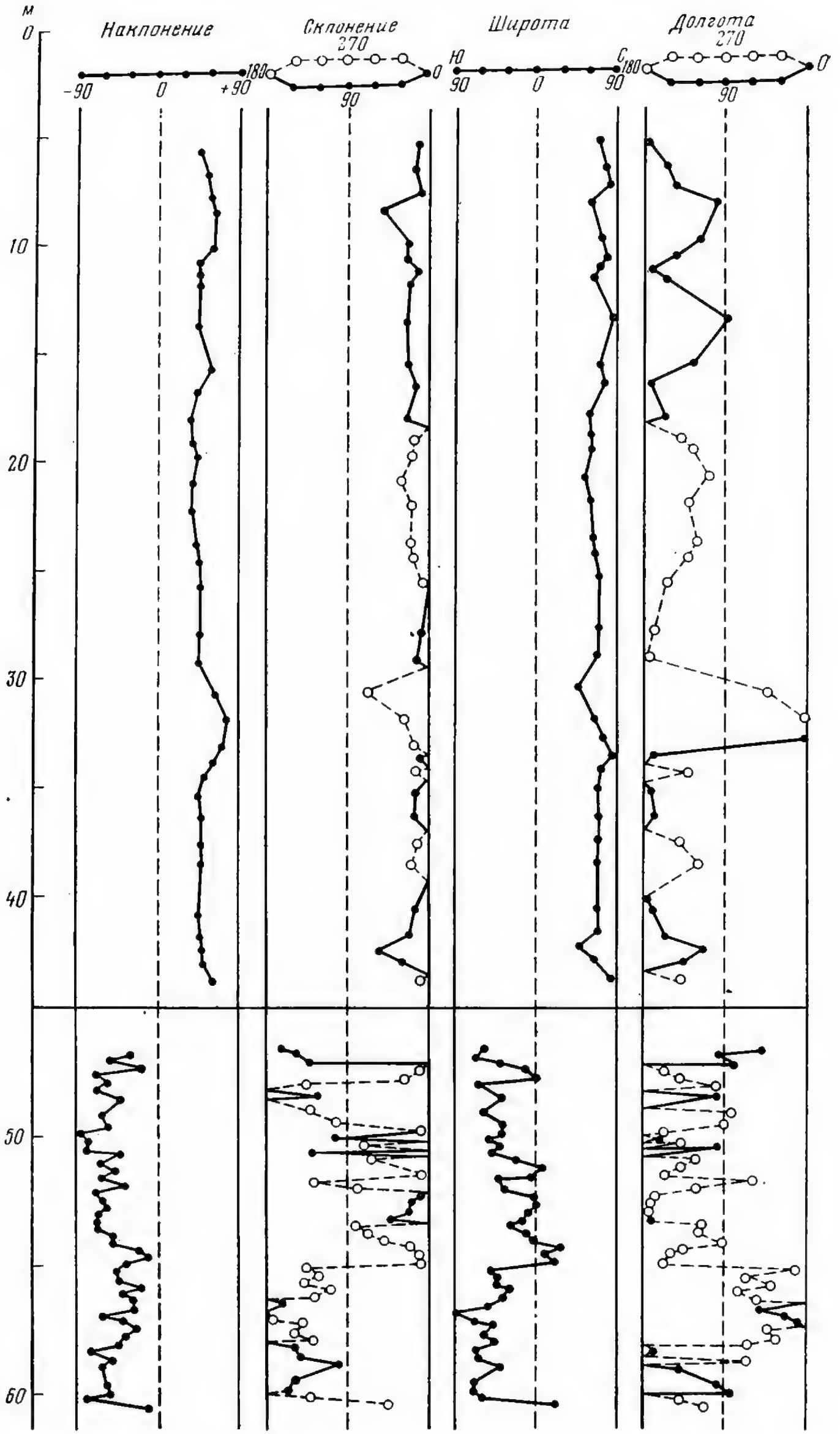


Рис. 2. Направления намагниченности и координаты виртуального полюса разреза Пакш

до 95—99% от полной Iп. Это обстоятельство сильно затрудняло, а в ряде случаев делало невозможным выделение первичной намагниченности в образцах.

Величина намагниченности после термочистки составляла (0,2—17) × $\times 10^{-6}$ ед. СГС, при наиболее часто встречаемых значениях (2—5) × $\times 10^{-6}$ ед. СГС. Только для интервала глубин 14,66—15,51 м в скв. 1 (Пакш) она достигала 810×10^{-6} ед. СГС.

В результате лабораторных исследований установлено, что все образцы, отобранные из молодого лёсса, а также из древнего лёсса в разрезе Пакш, залегающего над почвенным комплексом PD, обладают нормальной остаточной намагниченностью.

Лежащая ниже 15-метровая толща отложений, изученная по керну скважины, имеет сложный характер намагниченности. Породы этой толщи обладают обратным магнитным наклонением при магнитных склонениях как обратных, так и нормальных. Причем, случаи, когда образцы обладают нормальным магнитным склонением, довольно часты. Такое поведение намагниченности можно объяснить как присутствием вторичной нормальной намагниченности, так и характером древнего магнитного поля.

На рис. 2 приведены значения магнитного наклонения, склонения, широты и долготы палеополюса, полученные после термомагнитной чистки всех образцов. Каждая точка для разреза является результатом скользящего векторного осреднения с шагом 3. Каждая точка скважины получена в результате векторного осреднения по 11 образцам.

Как видно на графике, палеомагнитный полюс, рассчитанный по образцам, обладающим обратным магнитным наклонением и нормальным магнитным склонением, находится на экваторе или вблизи его.

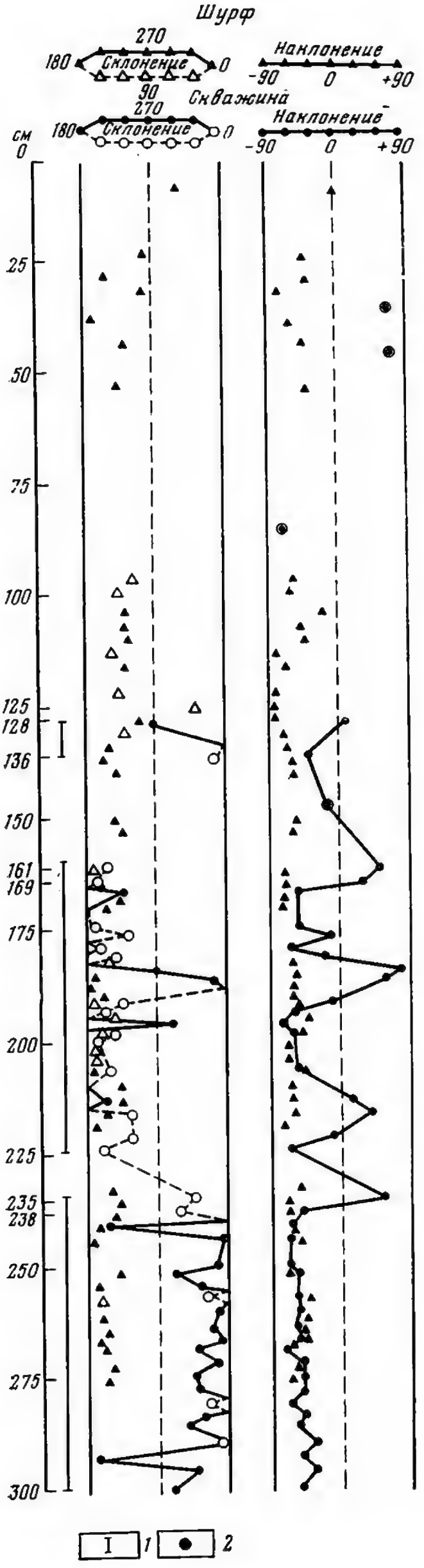
Таким образом можно заключить, что лёссовая толща, обнаженная в карьере кирпичного завода Пакш, сформировалась в эпоху нормальной полярности Брюнес. Лёссы же, изученные по керну скважины, сформировались в конце эпохи обратной полярности Матуяма. Причем, если доверять данным, полученным по керну скважины, можно заключить, что в конце эпохи Матуяма относительно продолжительный интервал времени магнитное поле имело довольно сложный характер. Однако это утверждение справедливо только в том случае, если при бурении не было проворота керна внутри бурового снаряда. В противном случае мы можем судить о знаке намагниченности этой части разреза только по направлению магнитного наклонения, которое было обратным.

Для проверки достоверности палеомагнитных данных, полученных по керну скважины, был пройден трехметровый шурф и из него отобраны образцы для палеомагнитного анализа. Шурф был заложен в нескольких метрах от устья скважины.

Результаты измерения образцов (после термомагнитной чистки), отобранных из шурфа и из керна скважины, представлены на рис. 3.

Прежде чем перейти к анализу полученных данных, необходимо сказать несколько слов о технике бурения. Вначале вращательным бурением пробурена скважина диаметром 12 см до глубины 125 см. Затем на забой скважины опустили буровой инструмент с диаметром 5 см, ориентированный по странам света, и забили на 10 см. Только после этого производился отбор ориентированного керна, путем вдавливания (без вращения) металлической трубы длиной 70 см. Затем, интервал, из которого был поднят ориентированный керн, разбуривался 12-сантиметровой колонкой и операция повторялась.

На рис. 3 видно, что все образцы, отобранные из шурфа, кроме одного, обладают обратной намагниченностью как по склонению, так и по наклонению. У образцов же, отобранных из скважины, направления



намагниченности различны. Нормальные направления магнитного склонения при обратных направлениях наклонения можно объяснить проворотом керна внутри бурового инструмента, хотя нам не ясно, как это могло произойти, поскольку отбор ориентированного керна осуществлялся путем вдавливания (без вращения) бурового инструмента. И совершенно не поддаются объяснению образцы, обладающие нормальным направлением магнитного наклонения, кроме образцов, поднятых с глубин 128, 161, 164 и 235 см, которые обладают вторичной намагниченностью. Она могла возникнуть за счет механического перемешивания небольшого объема породы при забивании бурового снаряда в забой скважины.

На графике указаны направления магнитного наклонения нескольких образцов, отобранных из 12-сантиметрового керна, ориентировка которого была осуществлена только в вертикальной плоскости. Образцы, отобранные с глубины 35 и 45 см,

Рис. 3. Направления намагниченности отложений в шурфе и скважине Пакш

1 — выход ориентированного керна; *2* — наклонение образцов, ориентированных только по вертикали

имеют нормальное направление магнитного наклонения, в то время как образцы из шурфа в этом интервале глубин обладали обратным магнитным наклонением.

Из всего изложенного можно заключить, что к палеомагнитным данным, полученным по керну скважин, следует относиться с большой осторожностью. Именно поэтому мы не решаемся интерпретировать результаты палеомагнитных исследований, полученные по керну скважины Дунафельдвар. Разрез, пройденный этой скважиной, имеет еще более сложный характер намагниченности пород.

В разрезе Тапиошуй, где изученный интервал разреза накопился за время от 25 000—30 000 лет до 10 000 лет, все образцы обладают нормальной намагниченностью. В этом обнажении скорость осадконакопления составляет приблизительно 1 м за 1000 лет. При шаге отбора 0,5 м мы могли пропустить палеомагнитный эпизод, продолжительность которого менее 500 лет. Если эпизод Лашамп находился в этом возрастном интервале, его продолжительность менее 500 лет. Более того, толща лёсса мощностью 2,3 м, залегающая на горизонте, обогащенном древесным углем, возраст которого 16 730 лет, была изучена с шагом 10 см, а лежащие ниже 2,4 м лёсса — с шагом 15 см. Следовательно, при условии отсутствия перерывов в осадконакоплении в интервале времени между 16 700 и 14 400 лет назад не мог существовать эпизод обратной полярности продолжительностью более или равный 100 годам, а в интервале времени 19 100—16 700 лет назад не мог существовать эпизод обратной полярности, больший или равный 150 годам.

ЛИТЕРАТУРА

Печи М. Склоновые лёссы Венгрии и условия их образования.— В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966.

Печи М., Себени Э. Распространение лёсса и его типы; погребенные почвы и их хронологическое значение.— В кн.: Лёсс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы [Ротапринт]. М., 1969.

Adám L., Marosi S., Szilárd J. A Mezöföld természeti földrajza. Budapest: Akadémiai Kiadó, 1954a.

Adám L., Marosi S., Szilárd J. A paksi löszfeltáras.— Földr. Közl., 1954б, 2(78).

Adám L., Egri Gy., Karácsonyi S., Pécsi M., Scheuer Gy., Szebényi E., Szilárd J. Guidebook for Loess Symposium in Hungary. Budapest, 1971.

Bronger A. Zur Micromorphologie und Genese von Paleoboden aus Loess im Karpatenbecken.— Zeszyty Problemove Postepow Nauk Polniczych. Wroclaw, 1972.

Bulla B. Der pleistocene Löss im Karpathenbecken.— Földr. Közl., 1937, 67.

Bulla B. Der pleistocene Löss im Karpathenbecken.— Földr. Közl., 1938, 68.

Fink J. Internationale Lössforschungen. Bericht der INQUA-Lösskomission.— Eiszeitalter und Gegenwart, Band 23/24, 1973.

Hahn Gy. A magyarországi hegységelotéri, dembvidéki és medencebeli löszok es lösszerü ü ledékek morfologenetikája kronológiaja.— Kandidátusi dissertacio Kézirat, 1975.

Horváth A. A paksi pleisztocen üledékek csigái és értékelésük.— Állattani Közl., 1954, XLIV, 3—4.

Kriván P. A Közép-europai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. Magyar Áll. Föld. Int. Evkönyve, 1955, 43, 3.

Pécsi M. Ten years of Physicogeographic Research in Hungary.— Studies in Geography, 1964, N 1.

Pécsi M. Zur Frage der Typen der Löss und lössartigen Sedimenten in Karpathenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung.— Földr. Közl., 1965, 13 (89).

Pécsi M. Genetic Classification of the Depositions constituting the Loess Profiles of Hungary.— Acta Geol. Sci. Hungary, 1965, IX.

Pécsi M. Chronological Subdivision of Hungarian loesses. Guide-book for Loess Symposium in Hungary. Budapest, 1971.

Pécsi M. Scientific and Practical Significance of Loess research.— Acta Geol. Sci. Hungary, 1979, t. 16.

Pécsi M. Lithologische und chronologische Gliederung der Lösse in Ungarn.— Eiszeitalter und Gegenwart, 1973, Bd. 23/24.

Pécsi M., Pevzner M. Paleomagnetic Measurements in the Loess Sequences at Paks and Dunaföldvar, Hungary.— Földr. Közl., 1974, XXII (XCVIII), 3.

Seppälä M. Stratigraphy and Material of the Loess Layers at Mende, Hungary.— Bull. Geol. Soc. Fin., 1971, N 43, part 1.

Scherf E. Versuch einer Einleitung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage.—Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz. Wien, 1938.

Stefanovits P. Untersuchungsangaben der Begraben Bodenschichten im Lössprofil von Mende.— Földr. Közl., 1965, 13.

Stefanovits P., Rózsavölgyi J. Neuere paleopedologische Angaben über das Bodenprofil von Paks.— Agrokemia és Tabajtan, Budapest, 1972.

Szebényi L-ne. Adatok a paksi löszfal genetikai viszonyaihoz.— Agrokemia es Talajtan, Budapest, 1954.

Žebera K. Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól.— Földt. Int. Évi Jelentése, Budapest, 1953.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.35.061

Е. Н. БЫЛИНСКИЙ

ПРИЧИНЫ МОРСКИХ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

Вопросу об особенностях и причинах морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии посвящена обширная литература. Несмотря на различные модификации и отличия в настоящее время существуют три основных взгляда на их происхождение.

1. Плейстоценовые трансгрессии были вызваны тектоническими прогибаниями севера Евразии в плейстоцене. В хронологической последовательности тектоническая гипотеза была высказана А. А. Штукенбергом [1875], Н. А. Куликом [1926], В. Н. Саксом [1947, 1953], А. И. Поповым [1949], Г. И. Лазуковым [1961], Б. Л. Афанасьевым [1961], О. В. Суздальским [1971], В. М. Смирновой [1976] и другими исследователями.

2. Плейстоценовые трансгрессии моря явились следствием гляциоизостатического погружения земной коры в сочетании с гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (гляциоизостатическая гипотеза): М. А. Лаврова [1937, 1946, 1960], Д. Г. Панов [1946], С. А. Яковлев [1947], Е. Н. Былинский [1962, 1967, 1970], М. Г. Гросвальд [1967], Е. В. Артюшков [1969], С. Л. Троицкий [1969] и другие.

3. Плейстоценовые трансгрессии возникли под влиянием колебаний уровня Мирового океана, вызванных преимущественно тектоническими процессами планетарного масштаба (тектоноэвстатическая гипотеза): Г. У. Линдберг [1955, 1972], И. Л. Кузин [1961] и другие.

Некоторые исследователи, как, например, С. А. Архипов [1971], считают, что морские четвертичные трансгрессии были вызваны сочетанием тектонических и гляциоизостатических движений земной коры. Другие — Н. Г. Чочиа [1974], И. Д. Данилов и Г. Э. Розенбаум [1977] — предполагают, что наиболее вероятной причиной морских плейстоценовых трансгрессий было сочетание геократических изменений емкости океанических впадин с тектоническими движениями суши, то есть придерживаются одновременно тектоноэвстатической и тектонической гипотез.

Все три упомянутые выше гипотезы в разное время подвергались критике. Так, Е. В. Артюшков [1969] резонно отмечал, что четвертичные трансгрессии слишком кратковременны по сравнению с крупными древними трансгрессиями платформенных областей, продолжительность которых была близка к циклу 40—60 млн. лет. К тому же тектонической гипотезе, по Е. В. Артюшкову, противоречат следующие факты: области развития плейстоценовых трансгрессий весьма близки к предполагаемым областям развития оледенений, границы трансгрессий параллельны границам распространения ледниковых отложений и, наконец, что особенно важно, скорости движений земной коры, реконструируемые по изменениям уровня моря, резко (в 100—1000 раз) превосходили скорости больших вертикальных смещений крупных регионов в платформенных областях.

По данным И. Л. Кузина [1961], средняя скорость прогибания на территории Западно-Сибирской эпигерцинской платформы в юре, мелу и палеогене, судя по мощности накопленных осадков, составляла около 0,02 мм/год, что при продолжительности плейстоцена в 1 млн. лет составила бы всего около 20 м.

Сомнения в правомерности гляциоизостатической гипотезы были высказаны Г. И. Лазуковым [1961, 1975]. Он отмечал, в частности, что казанцевская трансгрессия в Западной Сибири и синхронная ей бореальная трансгрессия на Европейском Севере, начались уже в период межледниковья, что было бы невозможно, если бы они были причинно связаны с прогибанием земной коры предшествовавшего оледенения, которое уже прекратилось к началу казанцевской трансгрессии.

Таблица 1.

Глубины моря, реконструируемые по экологии комплексов фораминифер севера Евразии

Характеристика комплекса, по В. И. Гудиной [1976]	Средняя глубина, м	Диапазон глубин, м; по В. И. Гудиной [1976]
Комплекс наиболее обедненный: всего 8—14 видов; доминируют эльфидииды	35	20—50
Комплекс обедненный: всего 35—40 видов, в одной пробе 10—20 видов; доминируют эльфидииды, нонионииды, иногда букцеллы; исландиеллиды и кассидулины отсутствуют или содержатся единично	35	20—50
Комплекс обедненный: всего 36—44 вида, в одной пробе 5—10 видов; доминантные виды отсутствуют	60	50 и более
Комплекс более богатый: всего до 66 видов, в отдельной пробе 10—24 вида; преобладают эльфидииды и нонионииды, но встречаются кассидулины и исландиеллиды	75	50—100
Комплекс богатый: всего 40—80 видов, в отдельной пробе 10—31 вид; эльфидииды и нонионииды, с одной стороны, кассидулины и исландиеллиды, с другой, встречаются примерно в равном соотношении	125	100—150
Комплекс наиболее богатый: всего до 82 видов, в одной пробе 20—45 видов; доминируют цибицидесы, трифарины, кассидулины и исландиеллиды	160	150—200

Д. Б. Малаховский [1975] возражал против представлений Г. У. Линдберга [1972] (тектоноэвстатическая гипотеза) о существовании трех крупных трансгрессий в позднем кайнозое, отметив, что какие-либо следы этих трансгрессий отсутствуют на северо-западе Русской равнины.

В приведенных возражениях против каждой из этих гипотез речь все время идет о ходе и уровнях плейстоценовых трансгрессий и отложенных ими осадках. Поэтому возникает мысль, что можно было бы ближе подойти к решению проблемы о причинах плейстоценовых трансгрессий, если бы удалось реконструировать палеоуровни этих трансгрессий и их развитие во времени в различных по тектоническому строению областях севера Евразии.

На основе этой идеи нами была предпринята такая реконструкция, для чего начиная с 1962 г. мы тщательно собирали материал по геологическим разрезам плейстоценовых отложений севера Евразии. Этот материал был сопоставлен с данными, полученными нами в 1958—1967 гг. при проведении полевых работ в бассейнах Печоры, Мезени и Северной Двины.

Таблица 2.

Глубины моря, реконструируемые по экологии морских моллюсков севера Евразии

Вид (подвид)	Средняя глубина, м	Диапазон глубин, по В. И. Зацепину и Л. А. Риттих, [1975]
Arctica islandica (Linné) (=Cyprina islandica)	50	10—150
Astarte crenata crenata (Gray)	120	50—250
Astarte crenata crebricostata McAndrew	120	50—250
Astarte crenata subaequilatera Sowerby	120	50—250
Bathyarca glacialis glacialis Gray	100	50—1000
Buccinum glaciale Linné	60	10—150
Buccinum undatum Linné	20	0—50
Buccinum undulatum Møller (=Buccinum fragile)	75	50—150
Cerastoderma edule (Linné) (=Cardium edule)	15	0—50
Chlamys islandicus (Müller) (=Pecten islandicus)	50	10—250
Ciliatocardium ciliatum ciliatum (Fabricius) (=Cardium ciliatum)	70	50—250
Cyrtodaria kurriana Dunker	30	10—50
Dentalium entalis Linné	75	?
Elliptica alaskensis alaskensis Dall (=Astarte alaskensis)	70	10—150
Elliptica elliptica (Brown) (=Astarte elliptica, =A. compressa)	60	10—150
Hydrobia (Sabinea) ulvae (Pennant)	20	0—50
Yoldia hyperborea hyperborea (Lòven) Torrell	50	10—150
Yoldiella fraterna Verill et Bush	100	50—250
Yoldiella intermedia (Sars)	100	50—1000
Yoldiella lenticula (Møller) (=Portlandia lenticula)	80	50—250
Liocyma fluctuosa (Gould)	30	10—250
Littorina littoralis (Linné)	10	0—10
Littorina (Algaroda) littorea (Linné)	10	0—10
Littorina (Littorivaga) saxatilis (Olivi) (=Littorina rudis)	15	0—30
Macoma balthica (Linné) (=Tellina balthica)	15	0—50
Macoma calcarea (Gmelin) (=Tellina calcarea)	50	10—150
Margarites helicinus (Fabricius)	15	0—50
Modiolus modiolus (Lamark)	35	10—50
Mya (Arenomya) arenaria Linné	20	0—50
Mya truncata truncata Linné	30	10—50
Mya truncata uddevalensis Hancock	30	10—50
Mytilus edulis Linné	15	0—50
Natica (Tectonatica) clausa Broderip et Sowerby	75	50—250
Neptunea despecta (Linné)	35	?
Nicania montagui montagui (Dillwyn) (=Astarte montagui, =A. banksii)	60	10—150
Nicania montagui striata Leach (=Astarte montagui striata)	60	10—150
Nuculana minuta minuta (Müller) (=Leda minuta minuta)	60	50—150
Pandora (Pandorella) glacialis Leach	30	10—150
Polynices (Lunatia) groenlandica Müller (=Polynices pallidus)	70	50—250
Portlandia arctica arctica (Gray)	40	10—50
Portlandia arctica siliqua (Reeve)	30	10—50
Propeamussium (Arctinula) groenlandicum (Sowerby)	120	50—1000
Serripes groenlandicum (Bruguière)	40	10—150
Spisula elliptica (Brown) (=Mactra elliptica)	50	10—150
Trichotropis (Ariadna) borealis Broderip et Sowerby	75	50—150
Tridonta arctica Gray (=Astarte arctica)	40	10—50
Tridonta borealis borealis (Chemnitz) (=Astarte borealis)	60	10—150
Tridonta borealis placenta Mörch (=Astarte borealis placenta)	40	10—150
Trophon (Boreatrophon) clathratus (Linné)	80	50—150
Venericardia crebricostata (Krause)	40	?
Venericardia paucicostata (Krause)	48	?
Zirfaea crispata (Leach) (=Pholas crispata)	35	10—50

В процессе данной реконструкции пришлось преодолевать серьезные трудности методического характера, связанные с определением палеоуровней моря и их возраста.

К сожалению, для районов исследования оказался мало применим метод изучения древних береговых линий, так как чаще всего морские осадки погребены под более молодыми отложениями. Поэтому наиболее эффективными способами реконструкции палеоуровней моря пока, по-видимому, могут служить лишь анализы комплексов фораминифер и морских моллюсков, обнаруженных во многих разрезах плейстоцена севера Евразии. Анализ комплексов диатомовой флоры разработан еще недостаточно для количественной оценки глубины морского палеобассейна и он использовался нами лишь применительно к прибрежно-морским отложениям. В отдельных случаях глубины или уровень морского палеобассейна определялись по особенностям литологии, главным образом, прибрежно-морских осадков, а также аллювиальных и озерных отложений, накопившихся поблизости от древнего морского бассейна.

Опыт применения анализа фораминифер для реконструкции палеоглубин был весьма успешно, на наш взгляд, осуществлен В. И. Гудиной [1976]. В ее работе по составу комплексов фораминифер и, в первую очередь, соотношению мелководных семейств — эльфидиид и нонионид—, и более глубоководных семейств — кассидулин и исландиеллид—, определены диапазоны глубин обитания этих комплексов. По материалам В. И. Гудиной [1976] составлена табл. 1, где приведены средние глубины для различных комплексов фораминифер, которые и были использованы нами при определении палеоглубин моря.

Аналогично этому способу составлена таблица средних глубин обитания для 52 видов морских моллюсков, наиболее показательных в отношении их приуроченности к определенным глубинам (табл. 2). Средняя глубина для каждого из этих видов определена на основании данных о наиболее предпочитаемых глубинах обитания, содержащихся во многих опубликованных работах по экологии морских моллюсков.

Одновременно со средними глубинами в табл. 2 приведены и диапазоны глубин для большинства показательных видов, которые заимствованы из сводки В. И. Зацепина и Л. А. Риттих [1975]. В данном случае, правда, диапазон глубин каждого вида в отдельности существенно превышает диапазон глубин для комплексов фораминифер. Однако если в одном местонахождении встречено не менее 3-4 показательных в отношении глубин видов моллюсков, то могущие возникнуть значительные ошибки при определении глубин по одному виду взаимно погашаются. В результате этого получается средняя глубина, весьма близкая к глубинам, полученным на основе анализа комплекса фораминифер, встреченных на одинаковых глубинах в тех же разрезах.

Следует также отметить, что в том случае, когда комплекс изученных моллюсков включал виды, встречающиеся в разных диапазонах глубин (например, средне-нижнесублиторальный вид Astarte crenata и литоральный вид Littorina littorea), то по остальным видам комплекса определялся его характер: сублиторальный или литоральный. Те же виды, которые выпадали из общего комплекса по своим экологическим особенностям, при расчете глубины обитания комплекса во внимание не принимались. В том случае, если один или несколько видов встречались более часто, чем остальные, то при расчете глубины обитания комплекса глубина каждого такого массового вида суммировалась дважды, в то время как менее распространенные виды учитывались по одному разу. Все эти глубины отдельных видов складывались и затем делились на общее количество суммированных глубин. Полученная величина считалась

глубиной древнего морского бассейна, в котором формировался данный комплекс морских моллюсков.

Наш опыт показал, что возможная ошибка при данных определениях палеоглубин по комплексам как фораминифер, так и морских моллюсков вряд ли превышает 10—15 м для комплексов, приуроченных к верхней сублиторали, и 15—30 м — к средней и нижней сублиторали. Для литоральных комплексов ошибка была не более нескольких метров. Такая точность определения палеоглубин в целом для поставленной цели удовлетворительна, поскольку амплитуды плейстоценовых трансгрессий достигали 100—180 м.

Определение палеоуровней моря производилось по формуле:

$$H_y = H_A + \frac{Ф + М}{2} - П,$$

где H_y — абс. высота палеоуровня моря; H_A — абс. высота местонахождения комплексов фораминифер и (или) морских моллюсков; $Ф$ — средняя глубина моря при формировании комплекса фораминифер; $М$ — средняя глубина моря при формировании комплекса морских моллюсков; $П$ — амплитуда дифференцированных движений земной коры после накопления осадков с изученными комплексами фораминифер и моллюсков. При этом, если имели место поднятия, то их амплитуда вычиталась из суммы абсолютной высоты и глубины моря, в случае же прогибаний их амплитуда прибавлялась к сумме первых двух членов.

Вторая трудность была связана с возрастной привязкой местонахождений комплексов моллюсков и фораминифер, по которым определялись палеоуровни моря. Как известно, абсолютное датирование плейстоценовых осадков, за исключением отложений конца позднего плейстоцена, пока затруднено. Тем не менее, совокупность разных методов абсолютного датирования все же позволяет в самом первом приближении наметить возрастные рубежи ледниковий и межледниковий плейстоцена.

Поскольку для выяснения хода морских трансгрессий весьма важно определение их продолжительности, нами был проведен сбор опубликованных абсолютных датировок и изучены предложенные разными исследователями схемы абсолютного датирования плейстоцена. В результате подтверждено мнение ряда ученых о том, что возраст ледниковий, межледниковий и крупных эпох похолоданий и потеплений довольно точно совпадает с особенностями кривой М. Миланковича [1939], основанной на изучении изменений орбиты Земли и сопровождающих их колебаний летней инсоляции.

Этот вывод помогает уточнить возрастные рубежи различных ледниковий и межледниковий, так как имеющиеся абсолютные датировки обычно дают разброс в несколько десятков тысяч лет. С другой стороны, абсолютное датирование помогает выбрать на кривой Миланковича ту или иную совокупность максимумов или, наоборот, минимумов солнечной радиации, которая соответствовала определенному межледниковью или ледниковью. В последние годы кривая Миланковича была пересчитана на основе новых астрономических данных различными исследователями, и нами при определении возрастных рубежей ледниковий и межледниковий (табл. 3) использовались расчеты этой кривой, выполненные Н. Г. Шараф и Н. А. Будниковой [1967] и А. Д. Вернекаром [Vernekar, 1968].

Дальнейшее подразделение каждого из межледниковий на два интервала — ранний и поздний — было проведено на основе обнаруженной нами при исследованиях в бассейнах рек Мезень, Печора и Северная

Таблица 3.
Стратиграфическая схема плейстоцена севера Евразии и ее сопоставление с региональными стратиграфическими схемами

Система	Подразделение	Горизонт	Индекс	Предполагаемый возраст, тыс. лет	Кольский п-ов: Лаврова, 1960	Кольский п-ов: Евзеров, Гудина, 1971; Гудина, Евзеров, 1973	р. Мезень: Девятова, Лосева, 1964; Легкова, 1965, 1967; Гричук и др., 1968 (нижний плейстоцен)	р. Печора: Лаврова, 1949; Загорская и др., 1969; Белкин и др. 1972; Зархидзе, 1972; Семенов, 1973; Гудина, 1976; Арсланов и др. 1977	р. Енисей: Сакс, 1953; Троицкий, 1966 (слои А—Д), 1969; Гудина, 1969, 1976; Архипов, 1971; Кинд, 1974	Чукотский п-ов: Петров, 1966, 1976; Муратова, 1976; Хорева, 1974; Гудина, 1976
	ВЕРХНИЙ	Голоценовый	Q_{IV}	10	Голоценовый		Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый	Голоценовый
		Верхневалдайский	Q^4_{III}	25	Портландиевый		Валдайский	Верхневалдайский	Гыданский	Искатеньский
		Средневалдайский	Q^3_{III}	55	Отложения последнего ледникового покрова: ?	Стрельнинский		Средневалдайский	Каргинский континентальный	Амгуемский континентальный
		Нижневалдайский	Q^2_{III}	75	Беломорский; ?		Московский	Беломорский; Нижневалдайский	Дюрсский; Ермаковский	Амгуемский морской; Ванкаремский
		Верхнемикулинский	Q^1_{III} (2)	112	Бореальный		Микулинский	Кейнмусюрский	Д Каргинский	Валькатленский
		Нижнемикулинский	Q^1_{III} (1)	175		Понойский				Конергинский
	СРЕДНИЙ	Московский	Q^4_{II}	210	Нижняя морена		Московский ледниковый	Московский	Г Санчуговский	Валькатленский
		Верхнеславльский	Q^3_{II} (2)	228			Московский межстадиальный	Падимейский	В Мессовский	
		Нижнеславльский	Q^3_{II} (1)	265			Одинцовский		Б Санчуговский	Крестовский

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ	СРЕДНИЙ	Днепровский	Q_{II}^3	325	Днепровский	Днепровский	Самаровский	Крестовский
		Верхнелихвинский	Q_{II}^1 (2)	341	Лихвинский	Колвинский	А Мессовский	
		Нижнелихвинский	Q_{II}^1 (1)	425		Нижнекаменский	Туруханский	Тнеквээмский
	НИЖНИЙ	Окский	Q_I^4	480		Морена древнего оледенения	Болгохтохский	Пинакульский
		Верхнебеловежский	Q_I^3(2)	590	?		Морена древнего оледенения	
		Нижнебеловежский	Q_I^3(1)	670	Кочмасский			
		Березинский	Q_I^2	730				Онеменский
		Древнемежледниковый ?	Q_I^1(2)	840				Великореченский
		Древнеледниковый ?	Q_I^1(1)	970				Туманский
Неогеновая		Верхний плиоцен	N_{II}^3					

Примечание: Подразделение горизонтов региональных схем по возрасту произведено в интерпретации Е. Н. Былинского

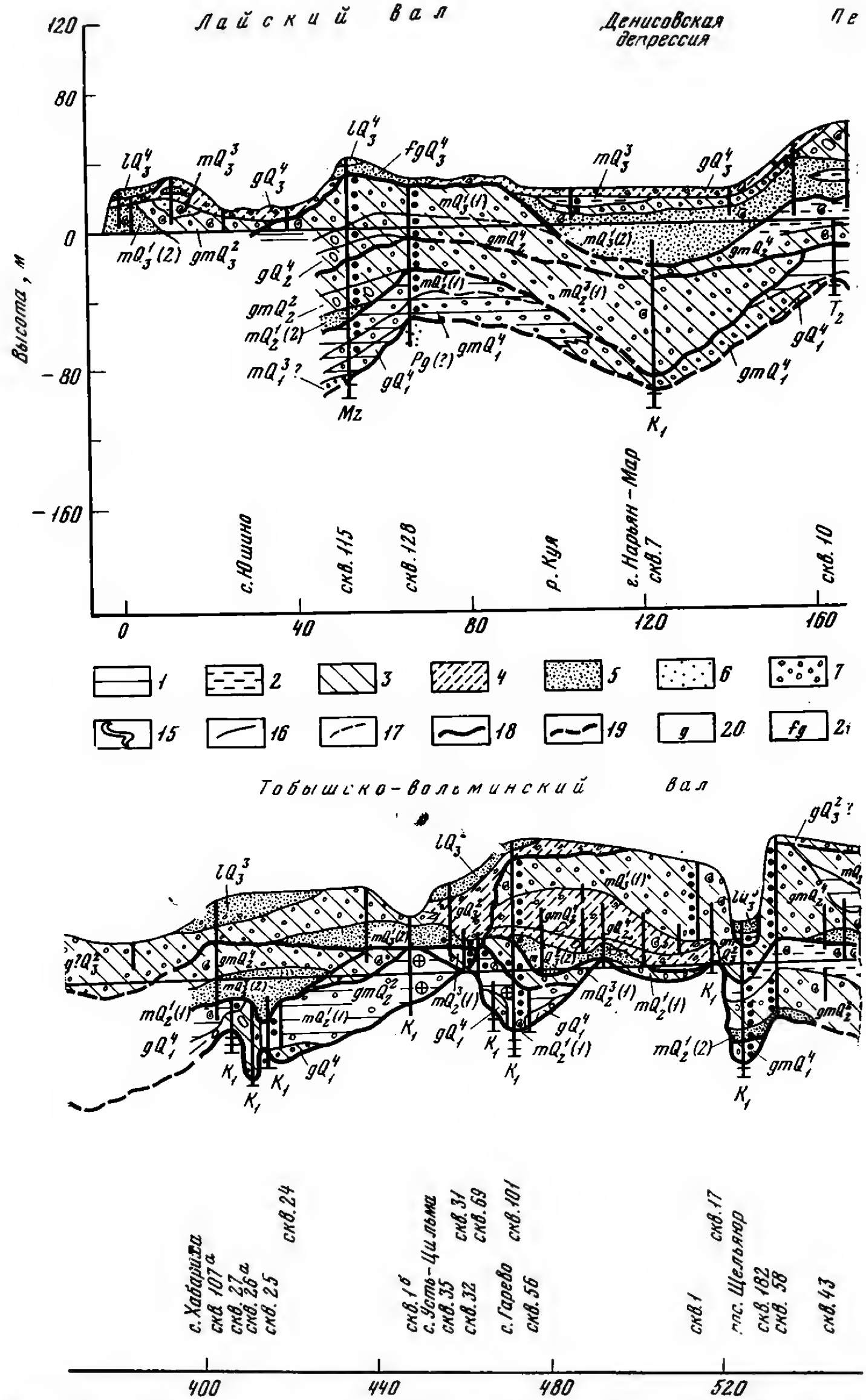
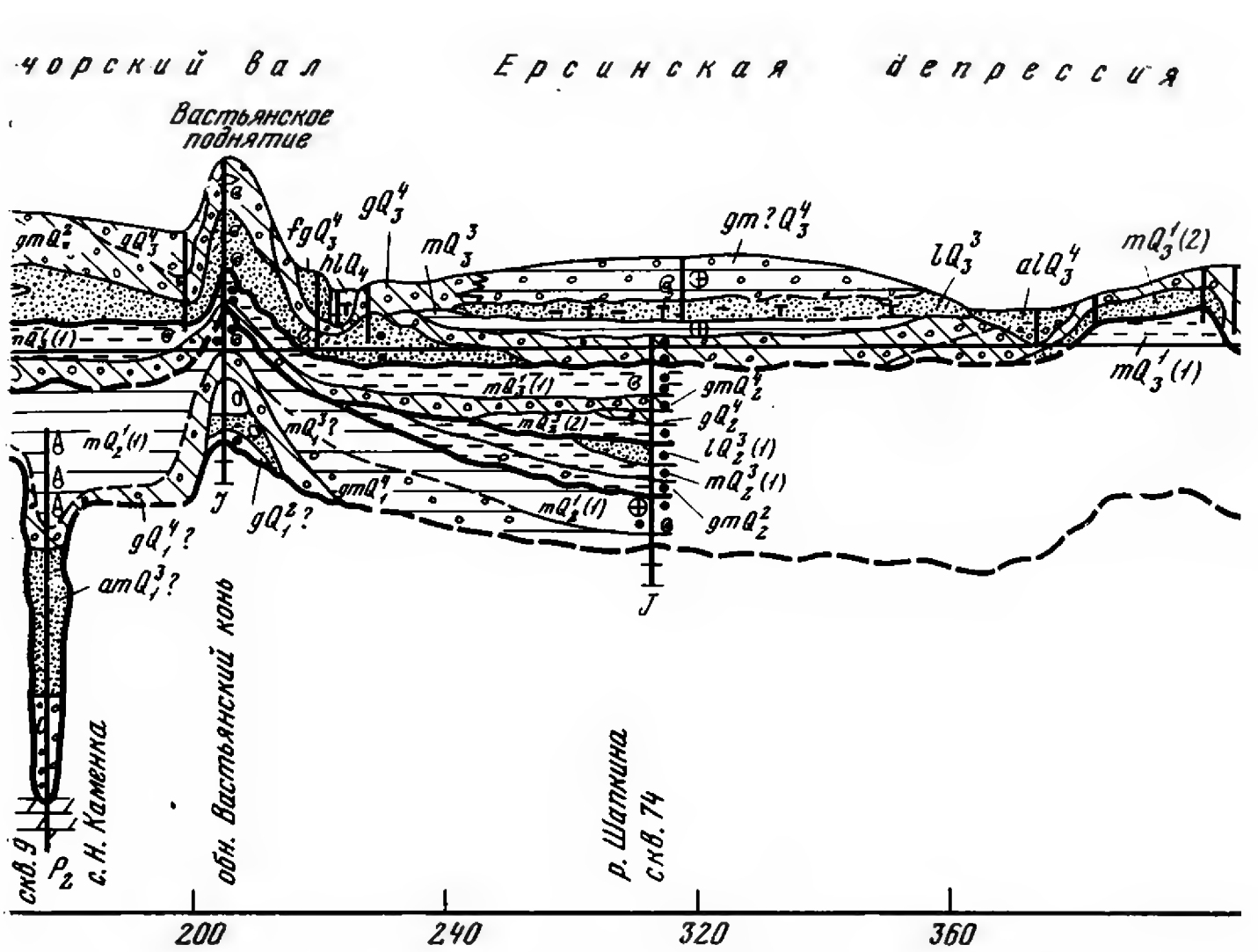


Рис. 1. Геологический профиль плейстоценовых отложений по р. Печора, от устья до с. Денисовка

1 — глина; *2* — алеврит; *3* — суглинок; *4* — супесь; *5* — песок тонко- и мелкозернистый; *6* — песок средне-, крупно- и грубозернистый; *7* — гравий и галька; *8* — валуны; *9* — торф; *10* — мергель; *11* — раковины морских моллюсков; *12* — фораминиферы; *13* — морские остракоды; *14* — морские и соло-



8 9 10 11 12 13 14

22 23 24 25 26

новатоводные диатомовые водоросли; *15* — зубы леммингов; *16*, *17* — поверхность согласного залегания горизонтов: *16* — установленная, *17* — предполагаемая; *18*, *19* — поверхности: *18* — регионального размыва, *19* — локального размыва; *20—26* — отложения: *20* — ледниковые, *21* — флювиогляциальные, *22* — ледниково-морские, *23* — морские, *24* — аллювиальные, *25* — озерные, *26* — болотные

Двина крупной ритмичности строения плейстоценовых[1] отложений. Эта ритмичность заключается в том, что отложения каждого межледниковья делятся на две крупные пачки, разделенные между собой регионально распространенными поверхностями размыва. Время этих крупных размывов обычно приурочивается ко второй половине межледниковья.

Прежде всего нами был установлен региональный размыв в толще морских отложений микулинского возраста (бореальная трансгрессия), который позволил выделить здесь два горизонта: нижнемикулинский и верхнемикулинский [Былинский, Наместников, 1968; Былинский, 1974]. Размыв прослеживается по подошве слоя песков с гравием и галькой в основании песчаной толщи верхнемикулинского горизонта. На р. Печора он отчетливо виден от с. Б. Сопка до с. Мархида, в Денисовской депрессии и других местах (рис. 1). Аналогичные верхнемикулинскому горизонты были обнаружены: казанцевский — С. Л. Троицким [1966] и другими исследователями в Западной Сибири, стрельнинский — В. Я. Евзеровым и В. И. Гудиной [1971] на Кольском п-ве.

В результате анализа споро-пыльцевых диаграмм отложений микулинского межледниковья нами [Былинский, 1974] подтверждено высказанное ранее мнение о существовании двух оптимумов в микулинском межледниковье, разделенных крупной эпохой похолодания. На основании результатов торий-уранового датирования коралловых террас на о-ве Барбадос [Брэкер и др., 1974], а также и в других местах, были обнаружены три высоких стояния уровня Мирового океана, близкие к 124 000, 103 000 и 82 000 лет назад. Все три высоких стояния, скорее всего, относятся к эпохе последнего (микулинского, эемского, сангамонского) межледниковья, что, в частности, подтверждается их хорошей корреляцией с стратиграфией морских отложений по данным изотопно-кислородного анализа [Shackleton e. a., 1977]. По Р. П. Стейнену и др. [Steinen e. a., 1973] между первым и вторым высокими стояниями уровня Мирового океана имело место его понижение на величину около 70 м, которое соответствовало крупному минимуму летней инсоляции на кривой Миланковича, происшедшему 116 000 лет назад. Этот минимум, по-видимому, выразился в крупном похолодании и начале развития крупных ледниковых щитов, которые, однако не успели достигнуть размеров, обычных для подобных щитов в ледниковые эпохи плейстоцена. В связи со следующим максимумом инсоляции 105 000 лет назад это «малое» оледенение вскоре прекратилось. Понижение же уровня Мирового океана вызвало кратковременную регрессию моря и интенсивные размывы, сменившиеся вскоре новой трансгрессией, вызвавшей накопление осадков верхнемикулинского горизонта. Возрастным рубежом между накоплением нижне- и верхнемикулинского горизонтов нами принято 112 000 лет (см. табл. 3) в связи с запаздыванием роста ледников и понижения уровня Мирового океана на 4000±3000 лет по сравнению с минимумом летней инсоляции.

Аналогичным образом предположительно определен возраст максимального понижения уровня Мирового океана во второй половине рославльского межледниковья, который, скорее всего, близок к 228 000 лет, поскольку 232 000 лет назад имел место крупный минимум летней инсоляции, а большинство термолюминесцентных датировок морены московского оледенения и одновозрастных лёссов укладывается в диапазон

[1] Наиболее удачным названием для последнего периода в истории Земли нам представляется термин «плейстоцен» [Марков и др., 1968]. Голоцен по своей продолжительности слишком невелик, чтобы его включать в число основных подразделений; нами он включен в поздний плейстоцен (табл. 3).

210 000—175 000 лет. Региональный размыв, приуроченный к этому времени, хорошо прослеживается по скважинам и обнажениям р. Печора в районах Тобышско-Вольминского вала и Брыкаланской депрессии (см. рис. 1). В низовьях Енисея этому рубежу, по-видимому, соответствует граница между слоями Б и В, выделенными С. Л. Троицким [1966] по буровым скважинам Яковлевской и Сопочнокаргинской разведочных площадей. На территории Европейской части СССР времени размыва соответствует подруднянское похолодание рославльского межледниковья, а нижнерославльскому и верхнерославльскому горизонтам отвечают отложения глазовского и рославльского климатических оптимумов [Шик, 1974].

В последние годы появляется все больше данных о том, что и лихвинское межледниковье, возрастные рамки которого предположительно намечены нами в интервале от 425 000 до 325 000 лет назад, также включает в себя, по меньшей мере, два оптимума. Этап похолодания между ними по термолюминесцентным датировкам [Судакова, 1973] произошел около 330 000 лет назад. Судя по кривой Миланковича, 345 000 лет назад имел место минимум летней инсоляции, в связи с чем возрастная граница между нижне- и верхнелихвинским горизонтами отнесена к 341 000 лет (учитывая эффект «запаздывания»).

Наконец, разделение беловежского межледниковья на два интервала, ранний и поздний, произведено нами сугубо предположительно лишь на основе анализа кривой Миланковича. Столь же проблематично и выделение древнемежледникового и древнеледникового горизонтов. Оно основано лишь на термолюминесцентных датировках древних лёссов и погребенных почв, полученных В. Н. Шелкоплясом [1974], и на том факте, что самый крупный за последний миллион лет минимум летней инсоляции произошел 970 000 лет назад и в это время могло возникнуть первое крупное оледенение умеренных широт Земли.

В целом крупный ритм плейстоценовых трансгрессий включал в себя, в случае полного развития всех элементов (снизу вверх):

горизонт песков, внизу обычно с гравием и галькой (реже алевриты с галькой), образовавшийся во второй половине межледниковья (1). Затем обычно с экзарационным контактом или небольшим размывом на эти отложения налегают континентальные морены, которые во многих местах северных частей низменности отсутствуют (см. рис. 1) в связи с их последующим размывом (2). Выше по разрезу на моренах часто без размыва залегают ледниково-морские (3) и морские осадки начала следующего межледниковья или крупного межстадиала (4). Для эпох раннерославльского и средневалдайского интервалов выше морских осадков иногда встречаются озерные отложения (рис. 1).

Необходимо отметить, что автор статьи пересмотрел свои прежние взгляды на отсутствие континентальных ледниковых отложений в пределах Мезенской и Печорской низменностей, отраженные в ряде предшествующих статей. Анализ публикаций последних лет и критический пересмотр собранного нами фактического материала привел автора к выводу, что в течение плейстоцена как Мезенская, так и Печорская низменности, а соответственно и Западно-Сибирская равнина, многократно покрывались ледниками. Тем не менее роль морских трансгрессий при осадконакоплении в северных частях этих территорий была значительнее, чем континентальных оледенений. Об этом свидетельствует преобладание осадков морского и ледниково-морского генезиса над ледниковыми и флювиогляциальными отложениями в северной части бассейна р. Печора, надежно документированное многочисленными находками закономерных по составу комплексов фораминифер, остракод, морских моллюсков и диатомовых водорослей (см. рис. 1).

Определение приуроченности отложений с находками фораминифер к тому или иному межледниковью в настоящее время существенно облегчилось в связи с работами В. И. Гудиной [1969, 1976 и др.], В. И. Гудиной и В. Я. Евзерова [1973]. В. И. Гудиной обнаружено появление на определенных геохронологических уровнях новых видов и родов и дана характеристика микрофаунистических комплексов для каждого межледниковья. Единственное возражение может быть высказано только против отнесения ею понойского и стрельнинского комплексов к среднему вюрму, а дюрюсского комплекса — к позднеледниковой трансгрессии. По нашему мнению, понойский и стрельнинский комплексы относятся преимущественно к микулинскому межледниковью, а дюрюсский комплекс — к концу раннего валдая (см. табл. 3).

Анализ комплексов морских моллюсков также позволяет выделять отложения, накопившиеся в оптимумы микулинского межледниковья. Кроме того, для бассейна р. Печора обнаружена приуроченность ныне вымершего моллюска Cyrtodaria angusta (Nyst et Westindorp) (определение О. М. Петрова) только к нижнеславльскому горизонту и его отсутствие в более молодых осадках.

Более детальная возрастная привязка находок фораминифер и морских моллюсков производилась путем оценки степени «тепловодности» микро- и макрофауны. В. И. Гудина [Архипов и др., 1977] выделяет в плейстоцене Севера СССР три палеогеографических типа фораминифер: позднеледниковый, межстадиальный и межледниковый. По анализу экологии моллюсков мы считаем возможным различать комплексы, характерные для позднеледниковий, «холодных» отрезков межледниковий и межледниковых оптимумов. На основании такой характеристики комплексов фораминифер и морских моллюсков и учитывая последовательность залегания осадков в опорных разрезах, где были проведены послойные отборы макро- и микрофауны, удается в большинстве случаев однозначно решить вопрос о возрастной привязке находок с точностью до 3000—20 000 лет. Особенно высокая точность может быть достигнута при определении возраста палеонтологических находок в позднеледниковых отложениях в связи со сравнительно узким возрастным интервалом большинства позднеледниковий (4000—6000 лет). Привязка в течение межледниковий менее точна, но она несколько облегчается, если учитывать возраст наиболее крупных потеплений и похолоданий, который может быть определен при анализе кривой Миланковича. Для последних 500 000 лет такой анализ наиболее полно, по нашему мнению, отражен в работе У. С. Брэкера и Я. ван Донка [1974].

Результаты проведенной нами реконструкции палеоуровней плейстоценовых трансгрессий отражены в графиках колебания уровня моря на территориях Кольского полуострова, бассейнов рек Мезень, Печора, Енисей и, наконец, Чукотского полуострова (рис. 2—6).

При анализе полученных графиков обнаруживается много общего в ходе развития морских трансгрессий всех пяти рассмотренных областей. Чаще всего максимальные пики трансгрессий приурочены к концу ледниковий и самому началу последующих межледниковий. Причиной возникновения этих пиков, на наш взгляд, является эффект запаздывания компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, прогнутой в эпохи ледниковий, в сочетании с начавшимся уже гляциоэвстатическим подъемом уровня Мирового океана в результате таяния ледников. Установленный факт повышения уровня моря в позднеледниковья и начале межледниковий (см. рис. 2—6) свидетельствует о том, что на этом коротком отрезке времени гляциоэвстатический подъем уровня Мирового океана в большинстве случаев опережал компенсационное гляциоизостатическое поднятие земной коры. Тем самым пики трансгрес-

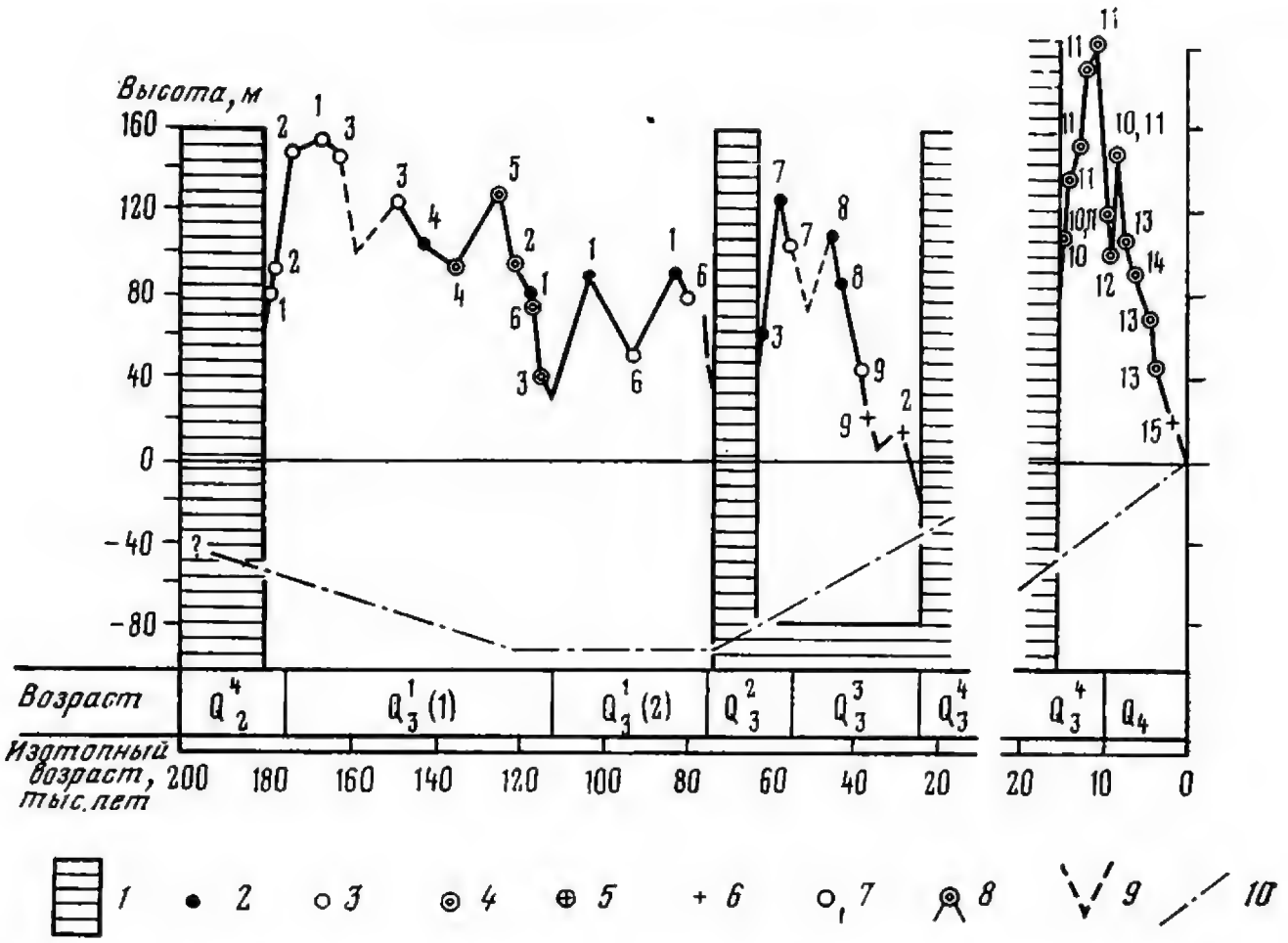


Рис. 2. График колебания уровня моря в позднем плейстоцене на территории Кольского полуострова

1 — эпохи полного или частичного распространения континентального оледенения в данном районе; *2—6* — палеоуровни моря, определенные в геологических разрезах при анализе: *2* — морских моллюсков и фораминифер, *3* — фораминифер, *4* — морских моллюсков, *5* — морских диатомовых водорослей, *6* — особенностей литологии; *7* — номера геологических разрезов (обнажений, скважин); *8, 9* — изменение уровня моря во времени: *8* — установленное, *9* — предполагаемое; *10* — изменение уровня земной поверхности относительно современного за счет остаточных гляциоизостатических деформаций земной коры

1—15— разрезы; основные: 1—Святоносский залив (П=+30); 2 — р. Поной против с. Поной (П=—10); 3 — р. Чапома в 3,5 км от устья (П=+10); 4 — р. Варзуга у Клетного порога; 5 — р. М. Качковка в 2 км к СЗ от устья (П=+40); 6 — р. Стрельна в 6,5 км от устья; 7 — р. Б. Кумжевая в 9,5 км от устья (П=+20); 8 — руч. Ледяной вблизи от впадения в р. Пулоньгу (П=+20); 9 — побережье в 30 км к В от устья р. Чапомы (П=+10); 11 — р. Тулома у устья р. Керц; 13 — Кольский залив к С от ст. Кола [Материалы В. И. Гудиной, В. Я. Евзерова, М. А. Лавровой, А. А. Никонова и др.]

Амплитуда дифференцированных движений земной коры (П) после накопления осадков с изученными комплексами фауны дана в метрах. Если П не указано, это значит П=0.

сий в позднем, среднем и раннем плейстоцене аналогичны позднеледниковому пику трансгрессии на северо-западе Кольского полуострова (см. рис. 2), гляциоизостатический генезис которого в настоящее время не представляет каких-либо сомнений [Стрелков, 1971 и др.].

Максимумы трансгрессий для раннего, среднего и начала позднего плейстоцена приходятся на начало межледниковий, а во вторую половину позднего плейстоцена они смещались на время позднеледниковий. Это явление, вероятно, было связано с меньшим давлением на земную кору ранне- и поздневалдайских покровных ледников в связи с их меньшей толщиной и площадью по сравнению с ледниками раннего и среднего плейстоцена.

Длительные общие регрессии после максимумов трансгрессий объясняются воздействием компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, как это впервые предположила М. Л. Лаврова [1937]. Их длительность была различной для разных межледниковий, чаще всего она составляла около 20 000—50 000 лет. Лишь в низовьях р. Ени-

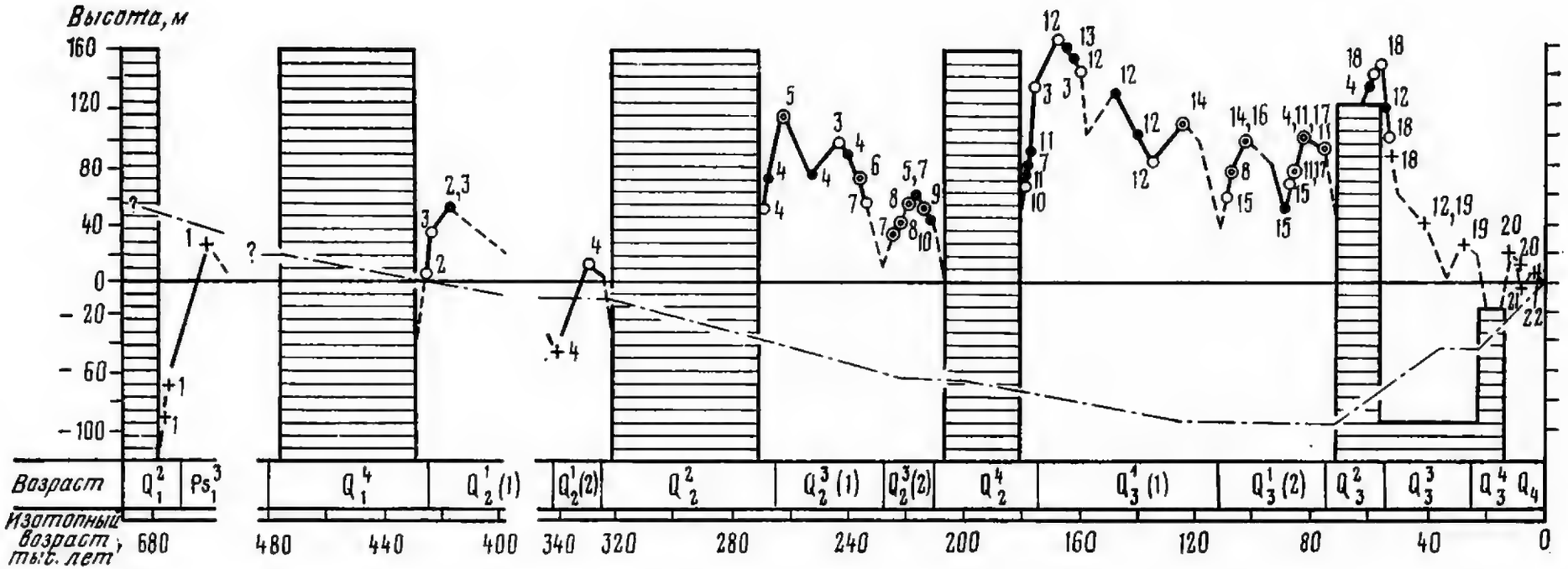

Высота, м
160
120
80
40
0
– 20
– 60
– 100
Возраст
Изотопный возраст, тыс. лет
680
480
440
400
340
320
280
240
200
160
120
80
40
0

Рис. 3.

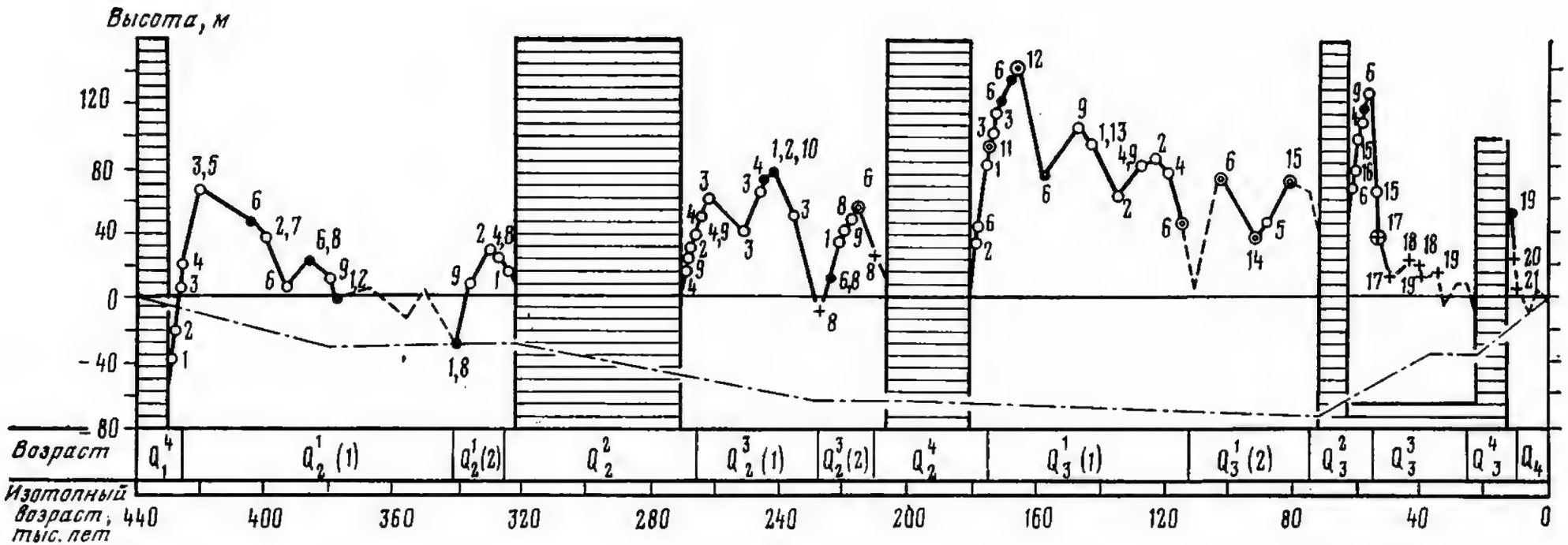

Высота, м
120
80
40
0
– 40
– 80
Возраст
Изотопный возраст, тыс. лет
440
400
360
320
280
240
200
160
120
80
40
0

Рис. 4.

сей после ранне- и поздневалдайских (ермаковской и гыданской) ледниковых стадий длительность регрессии составила всего около 7000 лет, что можно объяснить бóльшей тектонической подвижностью этой области.

Наиболее крупные регрессивные пики во второй половине межледниковий, а также менее крупные регрессии на всем протяжении межледниковий и средневалдайского межстадиала, по нашему мнению, наиболее логично объяснить гляциоэвстатическими понижениями уровня Мирового океана в эпохи крупных похолоданий климата, не сопровождавшихся сколько-нибудь значительным оледенением севера Евразии.

Сложнее решается вопрос о причинах трансгрессий во вторую половину межледниковий. С точки зрения традиционного понимания проявления гляциоизостазии лишь как запаздывания компенсационного поднятия суши после прогибания под нагрузкой ледника, объяснить эти трансгрессии не представляется возможным.

Чтобы подойти к решению вопроса о причинах трансгрессий во вторую половину межледниковий, когда эффект запаздывания компенсационного поднятия был практически исчерпан, необходимо располагать данными об уровнях Мирового океана в эпохи максимумов этих трансгрессий. Изучение результатов работ многих исследователей о колебаниях уровня Мирового океана в плейстоцене (этому посвящена и специальная работа автора) привело нас к выводу, что наиболее реальны следующие величины. В оптимумы позднемикулинской и позднелихвинской трансгрессий уровень Мирового океана был приблизительно равен современному уровню, в эпоху оптимума позднерославльской трансгрессии он был на 12 м ниже, а в конце средневалдайского интервала (около 29 000 лет назад) достигал лишь абсолютной отметки — 22 м.

Более низкие максимальные уровни Мирового океана в эпоху рославльского межледниковья и средневалдайского межстадиала, по сравнению с современным уровнем, хорошо согласуются с представлениями о том, что рославльское межледниковье в отдельных местах (например, в Западной Сибири [Гудина, 1976; и др.]) имело характер межстадиала, а средневюрмский интервал был межстадиалом в Европе [Арсланов,

---

Рис. 3. График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейна нижнего течения р. Мезень и р. Пеша

Условные обозначения см. рис. 2

1—22 — разрезы; основные: 1 — р. Кочмас, левый приток р. Вычегда, скв. 5 (П=+20); 2 — р. Пеша, пос. Белужье, скв. 2ГГ (П=—30); 4 — р. Пеза, с. Сафоново, скв. 1, 11, 12, обн. 2342 (П=—10); 5 — р. Пеза в 2 км к З от устья р. Лофтура; 7 — р. Пеза в 5 км выше с. Дорогорское (П=+10); 10 — р. Пеза в 27 км к СВ от с. Лобан (П=+20); 11 — р. Пеза в 8 км к СЗ от д. Мосеево (П=+20); 12 — р. Пеза у д. Бычье (П=—20); 14 — р. Пеза в 8 км к В от д. Язевец (П=—10); 15 — р. В. Айпа в 8 км СЗ от с. Лобан; 18 — р. Пеза в 5 км ниже устья р. Блудная (П=—10); 19 — устье р. Мезень; 20 — г. Мезень; 22 — устье р. Пезы (по материалам Е. Н. Былинского, В. П. Гричука, Н. Г. Загорской, В. Г. Легковой, Ю. Г. Наместникова, Л. Л. Розанова)

Рис. 4. График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейна нижнего и среднего течения р. Печора

Условные обозначения см. рис. 2

1—21 — разрезы; основные: 1 — р. Седуяха, скв. 35 (П=+10); 2 — водораздел рек Печора и Нерута, скв. 115 (П=+20); 3 — водораздел рек Печора и Нерута, скв. 128 (П=+20); 4 — р. Печора у пос. Шельяюр, скв. 182, обн. 2732; 5 — р. Печора у пос. Гарево, скв. 32, 31 (П=+20); 6 — р. Печора, обн. Вастьянский Конь (П=+30); 8 — р. Колва у пос. Хорейвер, скв. 80 (П=—10); 9 — р. Печора в 10 км к Ю от с. Денисовка, скв. 217 (П=—20); 12 — р. Печора у с. Усть-Лыжа (П=—30); 15 — р. Куя в 4 км выше пос. Харитоново (П=—10); 17 — р. Шапкина в 143 км от устья, обн. 569; 18 — р. Шапкина в 163 км от устья; 19 — р. Шапкина в 97 км от устья, обн. 572; 21 — р. Печора у с. Смекаловка. (Материалы Х. А. Арсланова, В. И. Белкина, Е. Н. Былинского, Т. М. Вострухиной, В. И. Гудиной, А. В. Гольберта, Э. И. Лосевой и других)

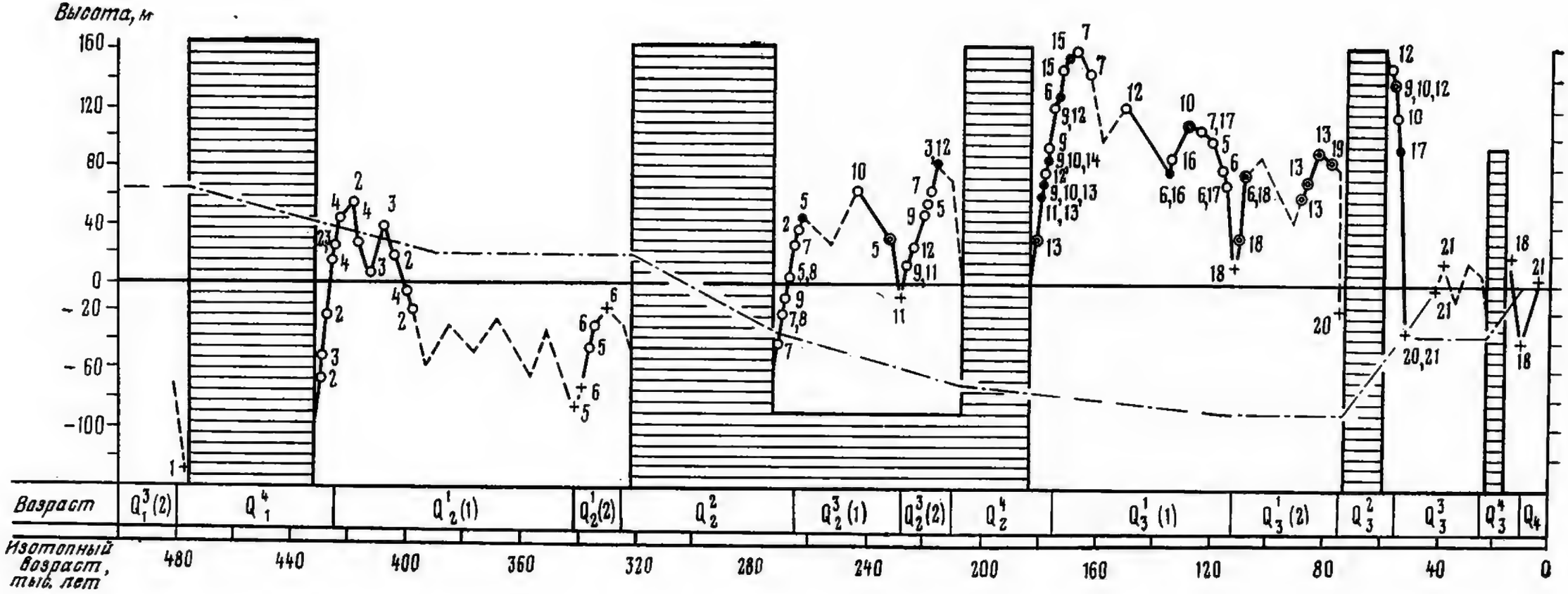

Высота, м
160
120
80
40
0
- 20
- 60
-100
Возраст
$Q_1^3(2)$
Q_1^4
$Q_2^1(1)$
$Q_2^1(2)$
Q_2^2
$Q_2^3(1)$
$Q_2^3(2)$
Q_2^4
$Q_3^1(1)$
$Q_3^1(2)$
Q_3^2
Q_3^3
Q_3^4
Q_4
Изотопный возраст, тыс. лет
480
440
400
360
320
280
240
200
160
120
80
40
0

Рис. 5.

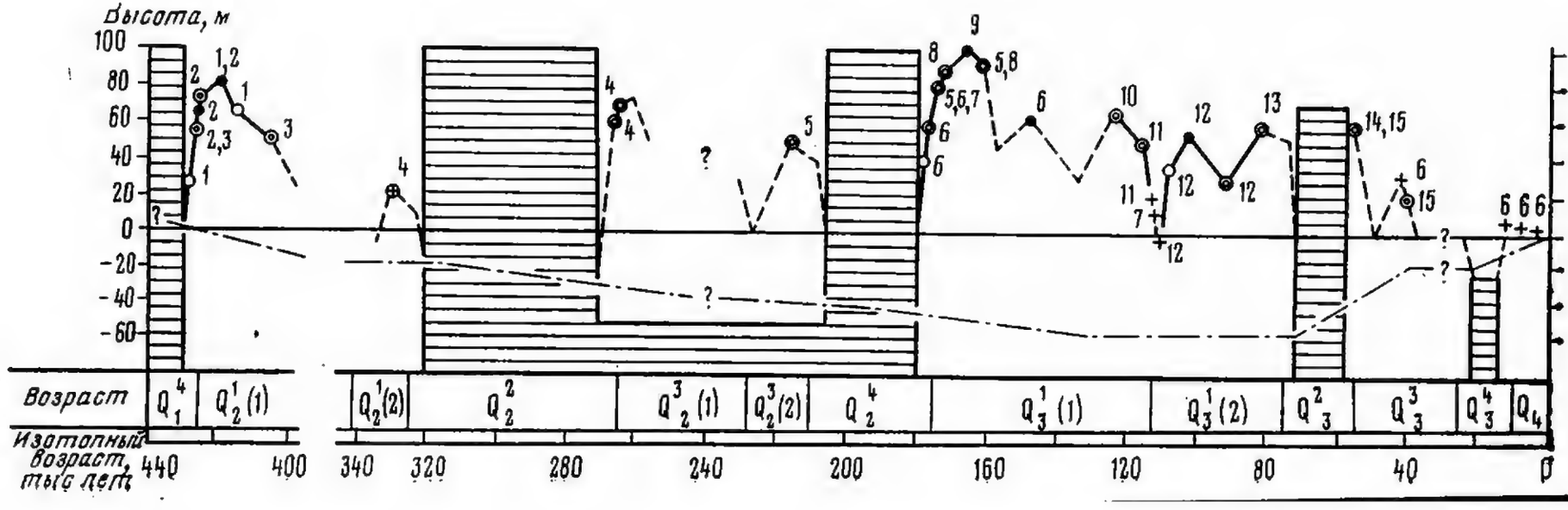

Высота, м
100
80
60
40
20
0
-20
-40
-60
Возраст
Q_1^4
$Q_2^1(1)$
$Q_2^1(2)$
Q_2^2
$Q_2^3(1)$
$Q_2^3(2)$
Q_2^4
$Q_3^1(1)$
$Q_3^1(2)$
Q_3^2
Q_3^3
Q_3^4
Q_4
Изотопный возраст, тыс. лет
440
400
340
320
280
240
200
160
120
80
40
0

Рис. 6.

1976; и др.], в то время как в Западной Сибири он, скорее, обладал свойствами межледниковья [Кинд, 1974]. Существование межстадиальных условий в отдельные отрезки плейстоцена в изученных нами районах показано на рис. 2—6 горизонтальной штриховкой в основании графиков.

Данные об уровнях Мирового океана в сочетании с полученными нами амплитудами трансгрессий во вторую половину межледниковий позволили вычертить осредненные графики изменения уровня земной поверхности относительно современного (рис. 2—6, *10*). Осредненность этих графиков заключается в том, что в них исключено влияние на изменение уровня земной поверхности компенсационных гляциоизостатических движений, которые существенно осложняли более общие движения земной коры в изучаемых районах.

Сравнение осредненных графиков между собой обнаруживает чрезвычайно важную закономерность: примерно одинаковый ход колебаний уровня земной поверхности во всех изученных районах. В течение бóльшей части плейстоцена наблюдается последовательное прогибание всех территорий вплоть до середины микулинского межледниковья. Начиная же с ранневалдайской стадии оледенения и вплоть до современности (см. рис. 2—4, 6) или до начала голоцена (см. рис. 5), происходило поднятие всех рассмотренных районов.

Эту закономерность, с первого взгляда, можно было бы объяснить общим тектоническим прогибанием всех изученных территорий в раннем, среднем и начале позднего плейстоцена и тектоническим поднятием во второй половине позднего плейстоцена. Однако такому заключению противоречат следующие факты. Длительность эпохи прогибание — поднятие, если считать ее началом понижение земной поверхности ниже современного уровня Мирового океана в плейстоцене, составляет всего около 440 000 лет (см. рис. 3, 4, 6), в то время как прогибания земной коры и трансгрессии остальной части фанерозоя продолжались по нескольку десятков миллионов лет.

Рис. 5. График колебания уровня моря в плейстоцене на территории бассейнов нижнего течения Енисея и Пясины

Условные обозначения см. рис. 2

1—21 разрезы; основные 1 — р. Енисей у Усть-Порта, скв. 47-к (П=—20); 2 — р. Туруханн, скв. 24 (П=—30); 3 — р. Болгохтох, скв. 7 (П=+20); 4 — р. Дудинка, скв. Я-3 (П=—10); 5 — р. Енисей, Сопочнокаргинская площадь, скв. 2, 3; 6 — р. Енисей, Яковлевская площадь, скв. 10, 11; 7 — р. Б. Хета, скв. 27; 9 — р. Б. Хета, скв. 10 (П=+10); 10 — р. Енисей в 2,5 км выше пос. Караул, обн. 54; 11 — р. Енисей у мыса Селякин; 12 — р. Енисей у острова Никитинский (П=+10); 13 — р. Енисей у зим. Пустое, обн. 7, 8; 15 — р. Н. Агапа, обн. 1 (П=+20); 16 — р. Агапа в нижнем течении, обн. 34 (П=+10); 17 — то же, обн. 26, 33 (П=—10); 18 — р. Енисей, мыс Каргинский; 20 — р. Енисей, г. Туруханск; 21 — р. М. Хета близ устья, обн. 2, 4 скв. III. (Материалы С. А. Архипова, В. И. Гудиной, И. Д. Данилова, Н. Г. Загорской, Н. В. Кинд, Г. Н. Недешевой, С. С. Сухоруковой, С. Л. Троицкого, Е. В. Шумиловой)

Рис. 6. График колебания уровня моря в плейстоцене на территории Чукотского полуострова и Анадырской низменности

Условные обозначения см. рис. 2.

1—15 — разрезы; основные: 1 — залив Лаврентия, пос. Лаврентия; 2 — залив Лаврентия к востоку от мыса Пинакуль; 3 — залив Креста у р. Авкичкивээм; 4 — побережье Чукотского полуострова к востоку от р. Кукунь; 5 — побережье Чукотского полуострова в 2,5 км к ЮВ от устья р. Энмелен; 6 — Анадырская низменность, мыс Дионисия; 7 — залив Креста к С от пос. Конергино; 9 — залив Креста в 6 км к С от пос. Уэлькаль; 10 — залив Свободный к С от устья р. Кикувээм; 12 — побережье Чукотского полуострова к СЗ от устья р. Энмелен; 13 — Колючинская губа, Западный берег; 14 — залив Креста, остров Коса-Мээчкын; 15 — юг Чукотского полуострова, устье р. Нунямовээм. (Материалы А. А. Свиточа, О. М. Петрова, И. М. Хоревой)

В связи с недостаточной геологической изученностью Чукотского полуострова при определении палеоуровней моря воздействие дифференцированных тектонических движений не учитывалось)

Далее, развитие этой крупной «трансгрессии» (прогибания и поднятия в последние 440 000 лет) шло одинаково и одновременно в таких различных по тектоническому строению регионах, как Кольский полуостров (докембрийский Балтийский щит), бассейн р. Мезень (платформа с фундаментом карельского возраста), бассейн р. Печора (эпибайкальская платформа), бассейн низовьев р. Енисей (эпигерцинская платформа) и Чукотский полуостров (складчатое сооружение мезозойского возраста). Изучение Атласа литолого-палеогеографических карт СССР [1967] убеждает, что эти районы развивались в тектоническом отношении весьма различно в разные геологические эпохи. Более или менее одновременно эти территории оказались под уровнем моря лишь в визейском веке и то за исключением Анадырской низменности и части нижнего течения р. Енисей. Но в это время была опущена ниже уровня моря вся Восточно-Европейская равнина, бóльшая часть Западной Сибири, весь Северо-восток и Восток СССР и не существовали еще Уральский хребет и мезозойские горные сооружения Северо-востока СССР. К тому же опускание под уровень моря и выход из-под уровня рассматриваемые регионы испытали не одновременно, а в разные отрезки геологической истории.

Весьма показательна также и приуроченность этой крупной «трансгрессии» к северу Евразии, испытавшему наиболее активное развитие ледниковых щитов и покровов в плейстоцене. На территории Индигирской и Колымской низменностей подобная крупная «трансгрессия» не установлена.

Что же касается третьей гипотезы о тектоноэвстатических колебаниях уровня Мирового океана, как причине плейстоценовых трансгрессий севера Евразии, то ей противоречит отсутствие данных о существовании подобной трансгрессии на остальных побережьях земного шара, кроме севера Евразии и Северной Америки. На побережьях платформ Африки, Южной Америки, юга Евразии и Австралии в течение всего плейстоцена преобладало понижение уровня Мирового океана или, что вероятнее, поднятие земной коры.

Все это позволяет высказать другое предположение относительно причин такого изменения высотного положения изученных регионов в плейстоцене, какое мы наблюдаем на севере Евразии. Нам представляется, что значительные прогибания земной коры под давлением ледников в эпохи наиболее крупных ранне- и среднеплейстоценовых ледниковий, достигавшие многих сотен метров, едва ли могли быть полностью компенсированы в ходе поднятий в эпохи последующих межледниковий. По-видимому, от каждой эпохи оледенения оставалась определенная отрицательная остаточная деформация земной коры в областях бывшего оледенения, отраженная на рис. 2—6 наклоном линии изменения уровня земной поверхности относительно современного уровня. Она постепенно накапливалась вплоть до конца крупных ранне- и среднеплейстоценовых оледенений. Подобное прогибание земной коры и вызвало развитие общей «трансгрессии», амплитуда которой к концу московского оледенения достигла разных величин для различных регионов в диапазоне от 60 до 100 м.

Интересно отметить особенность развития морских трансгрессий в низовьях Енисея в эпоху рославльского межледниковья. Максимальной в данном (единственном!) случае является поздне-, а не раннерославльская трансгрессия (см. рис. 5). Это обстоятельство объясняется, по-видимому, существованием ледникового покрова в районе плато Путорана в течение всего рославльского межледниковья и увеличением отрицательной остаточной деформации земной коры в этот промежуток времени.

В дальнейшем, в связи с сокращением площади и мощности ледниковых щитов и покровов, периферические области оледенений, к которым относятся все пять рассматриваемых регионов, стали испытывать поднятия, которые превышали амплитуды прогибания под давлением ледников. Вероятно, отрицательные остаточные деформации в эпохи ранне- и поздневалдайской ледниковых стадий переместились ближе к центральным районам оледенений, а периферические области стали испытывать своего рода «компенсирующие» остаточные деформации положительного знака.

Таким образом, в комплексе гляциоизостатических движений земной коры следует выделять не один компенсационный тип движений, как это пока делается всеми исследователями, а два типа движений: компенсационные гляциоизостатические движения и остаточные гляциоизостатические деформации земной коры. Только в этом случае удается более правильно и полно оценить многостороннее воздействие гляциоизостазии на движения земной коры.

В итоге анализа причин трансгрессий на севере Евразии мы приходим к следующим выводам. Плейстоценовые морские трансгрессии на севере Евразии были обусловлены остаточными гляциоизостатическими опусканиями земной коры под воздействием крупных ранне- и среднеплейстоценовых оледенений в сочетании с запаздыванием при таянии ледников компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры, прогнутой под нагрузкой ледниковых масс предшествовавшего оледенения. Разделяющие их регрессии были вызваны крупными похолоданиями климата, когда происходили гляциоэвстатические понижения уровня Мирового океана в связи с накоплениями льдов в Гренландии, Антарктиде, горных областях суши и, возможно, на территориях севера Северной Америки и Фенноскандии.

Если высказанная гипотеза (гляциоизостатическая с учетом остаточных деформаций земной коры и гляциоэвстатики) подтвердится, то станут понятными многие пока недостаточно объясненные факты, как, например: наличие примыкающего к северу Евразии (и Северной Америки) аномально широкого и глубокого шельфа со значительным колебанием глубин; широкое развитие сети погребенных речных долин, приуроченных к областям бывших оледенений и возникших незадолго до их начала; резкие перестройки гидросети в Западной Сибири на рубеже неогена и плейстоцена [Архипов, 1971]; обращенный рельеф центра Русской равнины по отношению к современной тектонической структуре осадочного чехла и фундамента [Былинский, Востоков, 1976] и другие. Все эти особенности рельефа и структуры хорошо объясняются своего рода «поворотом» в тектоническом развитии севера Евразии, когда на смену неогеновым поднятиям, явившимся, по-видимому, отзвуком альпийского орогенеза, под влиянием гляциоизостатического фактора здесь произошли обширные опускания с различной амплитудой, достигающей максимально 500 м и более (территория Баренцева, Карского морей, Фенноскандия и другие области).

В плейстоцене на севере Евразии, безусловно, происходили и тектонические движения. Но они имели преимущественно дифференцированный характер и выразились в изгибах горизонтов плейстоценовых и более древних отложений, в образовании валов и депрессий, поднятий и опусканий, что видно на профиле вдоль долины р. Печора (см. рис. 1) и что учитывалось нами при определении палеоглубин моря.

В заключение выражаю глубокую благодарность М. Г. Гросвальду, В. И. Гудиной, Н. В. Кинд, Г. И. Лазукову и О. М. Петрову за помощь в работе и критический просмотр данных материалов, Т. А. Пивоваровой за оформление графики.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х. А. О геохронологии верхнего плейстоцена Европейской части СССР.— В кн.: Северо-Запад Европейской части СССР, вып. 10, Л.: Изд-во ЛГУ, 1976.

Арсланов Х. А., Бердовская Г. Н., Зайцева Г. Я., Лавров А. С., Никифорова Л. Д. О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 1.

Артюшков Е. В. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 7.

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1977.

Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И. Последнее оледенение в нижнем Приобье.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 346. Новосибирск: Наука, 1971.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, тома 1, 2, 3, 4. М.: ГУГК, 1967.

Афанасьев Б. Л. Неотектоника Печорского угольного бассейна и прилегающих районов Северного Приуралья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 1, Л.: Госгеолтехиздат, 1961.

Белкин В. И., Зархидзе В. С., Семенов И. Н. Стратотипический разрез колвинской свиты.— В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья, вып. 1. Уфа, 1972.

Брэкер У. С., ван Донк Я. Колебания интенсивности инсоляции, объемы льда и содержание O^{18} в глубоководных колонках.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.

Былинский Е. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени.— Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.

Былинский Е. Н. Методика выявления новейших тектонических движений на севере Русской платформы.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967.

Былинский Е. Н. Трансгрессии четвертичного периода на севере Русской равнины и их соотношение с материковыми оледенениями.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970.

Былинский Е. Н. О втором климатическом оптимуме микулинского межледниковья.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1974, № 4.

Былинский Е. Н., Востоков Е. Н. Главный водораздел Русской равнины, его тектоническая природа и гляциоизостатический механизм формирования.— Геоморфология, 1976, № 3.

Былинский Е. Н., Наместников Ю. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография юга Печорской и восточной части Мезенской впадин.— Тезисы докл. рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генез. кайноз. отлож. северо-востока Европ. части СССР. М., 1968.

Вострухина Т. М., Ильинова А. А. Биостратиграфия разреза Вастьянский Конь по р. Печоре.— В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.

Гольберт А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л., Юдкевич А. И. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре.— В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973.

Гричук В. П., Головачева Е. О., Губонина З. П., Моносзон М. Х. Генезис и возраст подморенных отложений переуглубленной части долины р. Кочмас (бассейн нижней Вычегды).— Тезисы докл. рабоч. Совещ. по вопр. стратигр. и генез. кайноз. отлож. северо-востока Европ. части СССР. М., 1968.

Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене.— Материалы гляциологических исследований (МГГ). Хроника, обсуждения, вып. 13, М., 1967.

Гудина В. И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969.

Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1976, вып. 314.

Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973.

Данилов И. Д., Недешева Г. Н. Значение ледово-морского фактора в формировании рельефа и слагающих его отложений нижнего течения р. Енисея.— В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1969.

Данилов И. Д., Розенбаум Г. Э. Палеогеография арктического шельфа Евразии и его побережий в позднем кайнозое.— В кн.: Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964.

Евзеров В. Я., Гудина В. И. Межледниковые отложения Кольского полуострова (стратиграфия и палеонтологическая характеристика).— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.

Загорская Н. Г., Барановская О. Ф., Бердовская Г. Н., Гладкова И. Г., Лев О. М., Рюмина И. И. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности.— В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., НИИ геологии Арктики, 1969.

Загорская Н. Г., Яшина З. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белевич А. М. Морские неоген(?)-четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея.— Тр. НИИ геологии Арктики, 1965, т. 144.

Зархидзе В. С. Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области.— В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья, вып. 1. Уфа, 1972.

Зацепин В. И., Риттих Л. А. Списки массовых и характерных беспозвоночных макрофауны донных сообществ северных, южных и дальневосточных морей СССР. Учебное пособие для большого практикума по гидробиологии. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 257.

Кузин И. Л. О роли движения земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа севера Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИ геол.-разв. ин-та, Новая серия, 1961, вып. 186.

Кулик Н. А. О северном постплиоцене.— Геол. вестник, 1926, т. V, № 1—3.

Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья.— Тр. Сов. секции Междун. ассоц. по изуч. четв. периода, вып. 1. Л., М.: ГОНТИ, 1937.

Лаврова М. А. О географических пределах распространения бореального моря и его физико-географическом режиме.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37.

Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Учен. зап. Ленингр. ун-та. Серия геогр. наук, 1949, вып. 6.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

Лазуков Г. И. О синхронности и метахронности четвертичных оледенений и трансгрессий.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Лазуков Г. И. Оледенения и трансгрессии.— В кн.: Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975.

Легкова В. Г. Бореальная трансгрессия в бассейне р. Мезени.— Докл. по геоморф. и палеогеогр. северо-запада Европ. части СССР, вып. 2 (ч. 1). Л., 1965.

Легкова В. Г. Северо-запад Архангельской области.— В кн.: Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. Л.: Недра, 1967.

Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955.

Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972.

Лосева Э. И., Арсланов Х. А. Средневалдайский горизонт на западе Большеземельской тундры.— Ежегодник-1974 Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1975.

Малаховский Д. Б. О необоснованности гипотезы ледникового дрифта для территории северо-запада Русской равнины.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., Геогр. об-во СССР, 1975.

Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М.: Высшая школа, 1968.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.: ГОНТИ, 1939.

Муратова М. В. История развития растительности и климата юго-восточной Чукотки в неоген-плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Никонов А. А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. М., Л.: Наука, 1964.

Панов Д. Г. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время.— Тр. Ин-та Геогр. АН СССР, 1946, вып. 37.

Петров О. М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 155.

Петров О. М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири.— Вопросы географии, сб. 12. М., 1949.

Сакс В. Н. Колебания уровня моря в устье Енисея в четвертичный период.— Природа, 1947, № 5.

Сакс В. Н. Четвертичный период Советской Арктики.— Тр. НИИ геологии Арктики, 1953, т. 77.

Свиточ А. А. Строение и возраст морских террас Нижне-Анадырской низменности.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

Семенов И. Н. Стратиграфия антропогеновых отложений Большеземельской тундры по фораминиферам. М.: Наука, 1973.

Смирнова В. М. Палеогеография позднеплейстоценовых и голоценовых водоемов бассейнов среднего течения рек Северной Двины, Вычегды и верхней Мезени (по данным диатомового анализа). Автореф. канд. дис. М., 1976.

Стрелков С. А. Перемещения береговой линии моря в западной части Советской Арктики за последние 12 000 лет.— В кн.: Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971.

Судакова Н. Г. Стратиграфия Лихвинского (Чекалинского) опорного разреза.— В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Геогр. об-во СССР, 1973.

Суздальский О. В. Режим новейших тектонических движений — первопричина особенностей строения антропогена на севере Евразии.— В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., Геогр. об-во СССР, 1971.

Сухорукова С. С. Литология и условия образования четвертичных отложений Енисейского Севера.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1975, т. 260.

Троицкий С. Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быррапга. М.: Наука, 1966.

Троицкий С. Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969.

Хорева И. М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря.— Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 225.

Чочиа Н. Г. Основные проблемы современной геологии антропогена СССР.— Записки Ленингр. горного ин-та, 1974, т. 67, вып. 2.

Шараф Ш. Г., Будникова Н. А. О вековых изменениях элементов обращения Земли.— Бюлл. Ин-та теоретич. астрон. АН СССР, 1967, т. 11, № 4 (127).

Шелкопляс В. Н. Геохронология лёссовой формации по данным термолюминесцентного метода.— В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наукова думка, 1974.

Шик С. М. Рославльские межледниковые отложения центральной части Русской платформы. Автореф. канд. дис. М., 1974.

Штукенберг А. А. Отчет геологического путешествия в Печорский край и Тиманскую тундру (исследования 1874 г.). Спб., 1875.

Шумилова Е. В., Троицкий С. Л. Гранулометрический и минералого-петрографический состав четвертичных пород в разрезе у зимовья Пустого.— В кн.: Литология и условия образования четвертичных отложений севера Евразии. Новосибирск, Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1974.

Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время.— Бюл. Ком. по изучен. четв. пер., 1947, № 9.

Shackleton N. J., Matthews R. K. Oxygen isotope stratigraphy of late pleistocene coral terraces in Barbados.— Nature, 1977, v. 268, N 5621.

Steinen R. P., Harrison R. S., Matthews R. K. Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 B. P.: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, N 1.

Vernekar A. D. Long-period global variations of incoming solar radiation.— In: Research on theory of climate, II: Hartford, Conn., 289, May 1968.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.793(282.254.2)

С. А. АРХИПОВ, А. В. ГОЛЬБЕРТ, В. И. ГУДИНА

К СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА БОЛЬШЕХЕТСКОГО РАЙОНА НА ЕНИСЕЙСКОМ СЕВЕРЕ

(КРИТИКА «СХЕМЫ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА МОРСКОГО ПЛИОЦЕН — ПЛЕЙСТОЦЕНА»)

В 1967 г. группой геологов Института геологии Арктики (НИИГА) О. В. Суздальским, Н. Г. Загорской, В. Я. Слободиным и др. было сообщено в тезисной форме, что ими на Енисейском севере, в бассейне р. Большая Хета (Большехетский опорный район) открыт ранее неизвестный разрез «северного морского плиоцен-плейстоцена» [Слободин, 1967; Слободин, Суздальский и др., 1967; Загорская и др., 1967]. В 1969 г. последовало более конкретное описание как самого разреза, так и «новой стратиграфической схемы» [Слободин, Суздальский, 1969; Суздальский, 1969].

Опорный разрез «морского плиоцен-плейстоцена» составлен по разрезам четырех скважин и одного обнажения. За стратотипический принят разрез скв. 31-БХ, расположенный вблизи оз. Юрикбуни на правобережье р. Б. Хета; за парастратотипический — обнажение на правом берегу той же реки, в 4 км ниже устья р. Соленая [Слободин и др., 1967], а в качестве дублирующих — разрезы скважин 27-БХ, 28-БХ и 29-БХ (рис. 1). Стратиграфическое расчленение проведено названными геологами по литолого-фациальным и палеонтологическим данным.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ «НОВОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ»

В основании опорного разреза Большехетского района выделяются варомыяхинские слои — песчано-глинистые, нередко с валунами, породы без фауны. В. Я. Слободин, О. В. Суздальский и др. [1967] определяют их генезис как прибрежно-морской и аллювиальный, а возраст как плиоценовый, не древнее нижнего плиоцена. Выше выделены морские устьсоленинские слои с фауной — поздний плиоцен. На них с размывом залегает

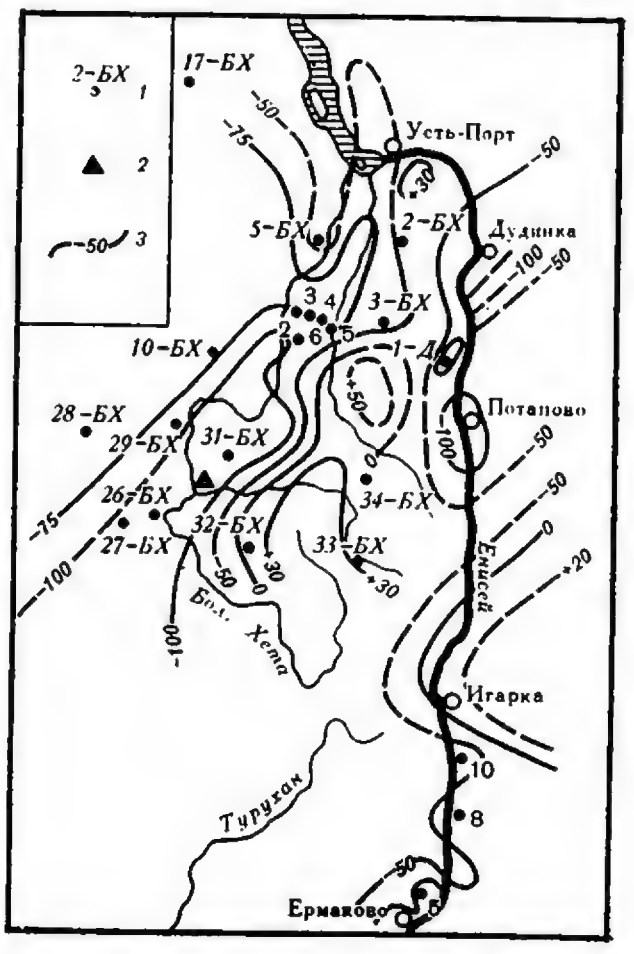


Рис. 1. Обзорная схема Большехетского района

1 — местоположение скважин; *2* — обнажение; *3* — изогипсы постели плейстоценовых отложений

горизонт песчаных и галечных отложений с прослоями алевритов и торфа, выделенный в самостоятельную стратиграфическую единицу — «пачку песков и галечников». Она сопоставляется с «демьянским горизонтом нижнего плейстоцена» или минделем альпийской шкалы, но как считают авторы «новой схемы», сложена не ледниковыми, а морскими фациями с незначительным участием аллювиальных. Следующая стратиграфическая единица — морские отложения с фауной кочоского горизонта (усть-портовские, санчуговские, сопочно-каргинские, собственно кочоские и дудинские слои) — средний плейстоцен. Заканчивается «плиоцен-плейстоценовый» разрез казанцевскими морскими слоями — низы верхнего плейстоцена. В разрезах скважин казанцевские отложения не указываются, но в схеме присутствуют.

Из сказанного следует, что «новая стратиграфическая схема плиоцен-плейстоцена» существенно отличается от широко известной стратиграфической шкалы четвертичных отложений Советской Арктики [Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959].

Что же лежит в основе «новой стратиграфической схемы северного морского плиоцен-плейстоцена», какие новые факты были получены В. Я. Слободиным, О. В. Суздальским, Н. Г. Загорской и другими?

Новыми «данными» в этой схеме являются два основных допущения. Утверждается, прежде всего, что весь разрез сложен исключительно осадками трех трансгрессий моря, при полном отсутствии на Енисейском Севере ледниковых отложений. Далее следует второе главное допущение — о плиоценовом, амстельском возрасте (древнее 0,7 млн. лет) вновь выделенных устьсоленинских слоев с одноименным комплексом фораминифер.

Авторы настоящей статьи, используя как свои личные исследования, так и результаты исследований Н. Г. Загорской, В. Я. Слободина, О. В. Суздальского, Ф. М. Левиной, С. Л. Троицкого и других, поставили своей целью последовательно и всесторонне рассмотреть имеющиеся фактические материалы по Большехетскому району. Одновременно В. И. Гудина с любезного согласия В. Я. Слободина просмотрела коллекцию фораминифер по стратотипическому (скв. 31-БХ) и парастратотипическому (обнажение 209 на р. Большая Хета, ниже устья р. Соленая) разрезам.

Анализ геологического строения начнем с рассмотрения стратотипа «плиоцен-плейстоцена» — разреза скв. 31-БХ. В статье В. Я. Слободина и О. В. Суздальского [1969] в колонке этой скважины показаны сверху вниз: пачка нерасчлененных отложений верхнего плейстоцена и голоцена (0—12,5 м), кочоские слои (12,5—95,3 м), пачка песков и галечников (95,3—106 м), устьсоленинские (106—151,5 м) и варомыяхинские (151,5—194 м) слои.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Авторы настоящей статьи сочли принципиально важным расчленить разрез скв. 31-БХ, прежде всего, на пачки морских и неморских отложений, содержащих и не содержащих морскую макро- и микрофауну (рис. 2). В результате разрез расчленился на 5 пачек.

	Глубина, *м*
Пачка I валуносодержащих пород без фораминифер сложена валунными суглинками с прослоями глин, реже алевритов и песков.	0— 37,6
Пачка II сложена алевритами и глинами (в отдельных прослоях с галькой), чередующимися с песками, содержащими иногда растительные остатки. Почти по всему разрезу пачки встречаются фораминиферы бореального комплекса (гл. 42—83,5), особенно многочисленные в прослое глин на глубине около 75,5—79,1 м; на глубине 83,5 м обнаружены единичные остракоды.	

	Глубина, *м*
В интервалах глубин 38—40 и 70—95 м отмечены обломки морских моллюсков.	37,6— 95,3
Пачка III «песков и галечников» с угольной крошкой содержит тонкие прослои торфа, семена сосны, ели, березы, лиственницы и др.	95,3—106,0
Пачка IV состоит из алевритистых серых слоистых глин с тонкими прослоечками песков, содержит бореально-арктический комплекс фораминифер и обломки раковин морских моллюсков (гл. около 130 м). Фораминиферы встречены в интервале глубин 116,8—134 м и особенно разнообразны и многочисленны в прослое глин на глубине 125 м. Здесь же обнаружены единичные остракоды.	106,0—151,5
Пачка V состоит из глин и алевритов с галькой и валунами, с прослоями песков, без фораминифер.	151,5—194

Приведенный пятичленный разрез скв. 31-БХ коррелируется геологами НИИГА с дублирующими разрезами скв. 27-БХ, 28-БХ, 29-БХ, 30-БХ. Корреляция, как неоднократно подчеркивалось В. Я. Слободиным и О. В. Суздальским [1969, 1967], облегчается присутствием в середине рассматриваемой толщи пачки III («песков и галечников»), которую они прослеживают от скважины к скважине. Однако выделение этой пачки только тогда надежно, когда она подстилается и перекрывается морскими отложениями пачек II и IV, содержащими разновозрастные комплексы фораминифер. Это условие соблюдается не во всех скважинах — дублерах. Так в скв. 28-БХ выделяется только одна пачка морских пород на глубине 50—80 м, в которой обнаружены два прослоя (65 и 76 м) с обильным бореальным комплексом фораминифер. По микрофауне она может сопоставляться с пачкой II скв. 31-БХ. Выше (37—50 м) и ниже (107—137 м) по разрезу залегают слои песков с галькой. Какой из этих слоев следует отождествлять с пачкой III «песков и галечников» скв. 31-БХ совершенно неясно. Очевидно не случайно О. В. Суздальский и В. Я. Слободин никогда конкретно не ссылаются на материалы этой скважины и оставляют открытым вопрос о возрасте морских слоев (50—80 м) и комплекса содержащихся в них фораминифер. В скв. 29-БХ очень малочисленные или единичные фораминиферы встречены в песчаных осадках на глубине 66 м (всего 2 раковинки) и 160 м (11 раковинок); в последнем случае — с тремя створками остракод (Cytherelloidea sp.), вероятно, переотложенными из мезозойских отложений. Даже если раковинки фораминифер и не переотложены, что весьма вероятно, они не могут служить указанием на возраст вмещающих пород и, тем более, свидетельствовать о морском генезисе всей 163-метровой толщи пород.

Пятичленный разрез скв. 31-БХ отчетливо повторяется лишь в разрезе скв. 27-БХ. В ней пачка III («песков и галечников») выделяется на глубинах примерно 61—115 м. Она разделяет две пачки морских пород (II и IV), содержащих разновозрастные комплексы макро- и микрофауны, сама же она, видимо, имеет континентальный генезис. Нижняя морская пачка IV сложена преимущественно глинами и алевритами, в которых найдены раковины Macoma sp. (гл. 120—130 м) и Astarte borealis (Chemnitz) на глубине около 168 м. Микрофауна распределена довольно равномерно по всей пачке на глубине от 116 до 188 м и составляет преимущественно арктический комплекс как и в скв. 31-БХ (интервал 106,0—151,5 м, входящий в состав пачки IV). В основании разреза скв. 27-БХ на глубине примерно 190—200 м залегают пески с галечниками и валунами. Эти отложения являются аналогами пород пачки V скв. 31-БХ.

Стратиграфически выше пачки III песков и галечников в скв. 27-БХ залегает литологически неоднородная толща пород (0—61 м), которую В. Я. Слободин, О. В. Суздальский и другие целиком относят к кочосским морским слоям. Между тем, относительно богатый бореальный

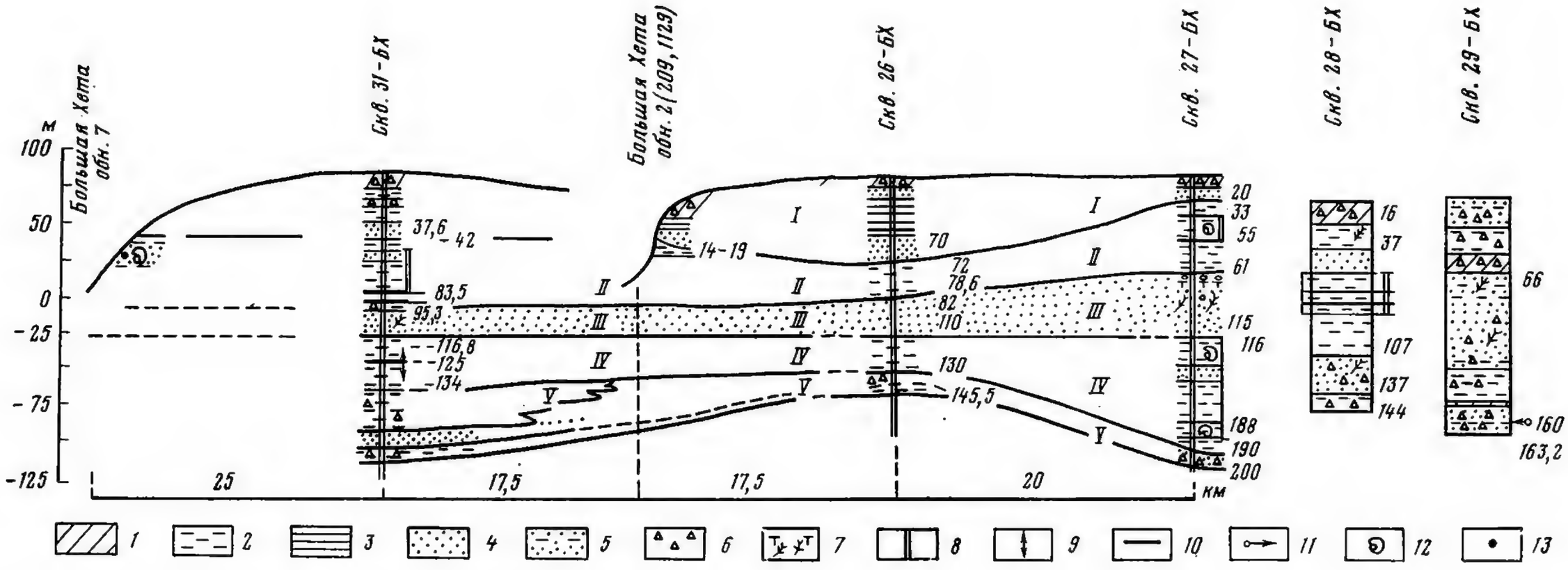


Рис. 2. Геологический разрез Большехетского района

1 — суглинки; *2* — глины и алевриты; *3* — ленточные глины; *4* — пески; *5* — пески с прослоями глин; *6* — включения гравия, галек, валунов; *7* — растительные остатки и прослои торфа; *8* — интервал с казанцевским комплексом фораминифер; *9* — то же, с санчуговским комплексом; *10* — то же, с наибольшим содержанием фораминифер; *11* — единичные находки остракод; *12* — места находок раковин морских моллюсков; *13* — местонахождение комплекса теплолюбивых (казанцевских) диатомовых водорослей [по А. М. Белевич, 1965]. I, II, III, IV, V — пачки пород. Цифры справа от колонок — глубины по разрезу скважин

комплекс фораминифер встречен лишь в толще глинистых алевритов (в интервале 33—52 м), непосредственно перекрывающих породы пачки III и залегающих на глубине 20—61 м. В них же встречены раковины Astarte cf. borealis (Chemnitz) и Mytilus edulis Linne (глубина 47—52,8 м). Выше по разрезу (0—20 м) вскрыты глинистые пески с прослоями алевритов и галькой (5—20 м) и перекрывающие их песчанистые алевриты с гравием. И те и другие не содержат остатков морских организмов. Таким образом, 60-метровая толща пород естественно делится на пачки I и II соответственно в интервалах глубин 0—20 и 20—61 м. Алевриты пачки II отчетливо коррелируются с одноименной пачкой скв. 31-БХ по положению в разрезе и комплексу бореальных фораминифер.

Поблизости от скв. 27-БХ и в одном створе со стратотипической скв. 31-БХ и парастратотипическим обнажением 209 пробурена скв. 26-БХ. Она совсем не упоминается в публикациях геологов НИИГА. Между тем, разрез скв. 26-БХ аналогичен таковым скв. 31-БХ и 27-БХ. В этом нетрудно убедиться при их сравнении (см. рис. 1 и 2). Это вполне естественно, так как все три скважины пробурены на междуречной равнине и вскрывают поэтому приблизительно одновозрастный и однотипный разрез. Альтитуды скважин 31-БХ, 26-БХ и 27-БХ равны, соответственно, 81, 86 и 87 м.

Приведем сокращенное описание разреза скважины 26-БХ.

	Глубина, *м*
Пачка I начинается валунными глинами (0—3 м). Ниже она сложена переслаивающимися песками, глинами и алевритами. Около подошвы (глубина 64 м) в песках встречены плохой сохранности ожелезненные и переотложенные (?) раковины фораминифер.	0— 70
Пачка II состоит из глин и алевритов с бореальным комплексом фораминифер (гл. 72—78,5 м).	70— 92
Пачка III — пески и галечники с прослоями алевритов и глин с растительными остатками и в основании (гл. 108 м) с единичными переотложенными обломками раковин моллюсков и фораминифер.	92—110
Пачка IV — глины и алевриты с гравием и галькой (на гл. 122—130 м) и арктическим комплексом фораминифер (ассоциация очень бедная, единичные на гл. 122, 124, 125, 126 и 129 м).	110—130
Пачка V— пески разнозернистые с гравием и галькой; в подошве (гл. 143,9—145,5 м) — с прослоем плохо сортированного алеврита с гравием и галькой и песчанистых глин.	130—145,5

Итак, в скв. 26-БХ и 27-БХ, как и в стратотипическом разрезе скв. 31-БХ, выделяются две пачки морских отложений с фораминиферами. Одна (пачка IV) залегает ниже пачки III песков и галечников, другая (пачка II) — выше ее.

Рассмотрим и сопоставим микропалеонтологические данные, относящиеся к этим пачкам. В скв. 26-БХ в интервале глубин 122—129 м, внутри пачки IV («устьсоленинские слои») присутствуют единичные экземпляры следующих немногочисленных видов фораминифер: Tappanella arctica Gud. et Said., Cribrononion obscurus Gud., Protelphidium cf. orbiculate (Brady), Cribroelphidium cf. goesi (Stshedrina), Cr. cf. subarcticum (Cushm.), Buccella cf. frigida (Cushm.), Cassandra cf. teretis (Tappan), Islandiella islandica (Norv.), Planocassidulina cf. norcrossi (Cushm.). Почти все виды представлены неотеническими (карликовыми) формами, что характерно только для среднечетвертичных санчуговских отложений Енисейского Севера [Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969]. В пачке II той же скважины в интервале глубин 72—78,5 м обнаружен значительно более разнообразный состав фораминифер с большим числом их особей (150 экз.). Это: Quinqueloculina longa Gud., Pyrgo williamsoni (Silvestri), Pyrulina cylindroides (Roemer), Globulina gibba d'Orb., Buccella troitzkyi Gud., Cribrononion obscurus

Gud., C. incertus (Williamson), Protelphidium orbiculare (Brady), Pr. parvum Gud., Elphidium hyalinum Brodniewicz, Cribroelphidium goesi (Stshedr.), C. subarcticum (Cushm.), Elphidiella cf. groenlandica (Cushm.), Cassidulina subacuta (Gud.). Такая ассоциация видов типична только для послесанчуговских, верхнечетвертичных, казанцевских отложений Енисейского Севера [Гудина, 1969]. Следует заметить, что все эти виды, за исключением Elphidium selseyense, Pyrulina cylindroides, в единичных экземплярах могут быть встречены и в санчуговских и среднечетвертичных туруханских слоях, но в других сочетаниях.

Обратимся теперь к микропалеонтологическим данным по разрезу скв. 31-БХ. Наиболее богатый комплекс фораминифер обнаружен на глубине 71—85,5 м в породах пачки II, которую В. Я. Слободин и О. В. Суздальский [1969] выделяют в кочоские слои. В комплексе содержится до 200—250 экземпляров раковинок. К сожалению, в списке фораминифер В. Я. Слободин приводит определение многих форм в открытой номенклатуре или под иными названиями, чем это сделано в монографиях по четвертичным фораминиферам Сибири В. И. Гудиной. В связи с этим возникла необходимость ознакомиться непосредственно с коллекционным материалом В. Я. Слободина, что и было сделано с его согласия. При просмотре коллекции фораминифер по скв. 31-БХ, на глубине 71—85,5 м В. И. Гудиной определены следующие виды: Cyclogyra involvens (Reuss), Pyrgo williamsoni (Silv.), Globulina glacialis Cushman et Ozawa, Pyrulina cylindroides (Roemer), Buccella troitzkyi Gud., Nonionellina labradorica (Dawson). Elphidium hyalinum Brodniewicz — до 80 экз., Protelphidium asterotuberculatum (Voorth.) — до 40 экз. P. lenticulare Gud., P. orbiculare (Brady) — до 46 экз., P. parvum Gud., Cribroelphidium goesi (Stshedrina), Stainforthia loeblichi (Feyling—Hanssen), Cassidulina subacuta (Gud.), Cassandra teretis (Tappan), Planocassidulina norcrossi (Cushman). Как видно из этого списка, состав комплекса очень близок к тому, который встречен в скв. 26-БХ в пачке II на глубине 72—78,5 м. Такая же ассоциация фораминифер обнаружена и в скв. 10-БХ на глубине 35—52 м. Во всех случаях это — казанцевский комплекс.

Существенно иной комплекс фораминифер встречен в скв. 31-БХ в осадках пачки IV (глубина 116,8—134 м), которую В. Я. Слободин выделяет в устьсоленинские слои. Комплекс охарактеризован небольшим числом фораминифер (от 3 до 26 на глубинах 134, 124 и 116;8 м) и только на глубине 125 м их количество достигает 210 экземпляров. Видовой состав их в этом последнем случае следующий (определения В. И. Гудиной по коллекции В. Я. Слободина): Miliolinella grandis (Gud.) — 1, M. cf. subrotunda (Montagu),— 2, Quinqueloculina ex gr. borea Gud.— 1, Pyrgo sp.—1, Dentalina cf. baggi Galloway et Wissler — 1, Tappanella arctica Gud. et Said.— 7, Buccella hannai arctica Voloshinova — 5, Alabaminoides mitis (Gud.) — 2, Melonis zaandamae (Voorth.) — 1, Elphidium atlanticum Gud.— 150, Cribroelphidium goesi (Stshedr.) — 7, Protelphidium asterotuberculatum (Voorth.) — 7, P. lenticulare Gud.— 5, P. cf. orbiculare (Brady) — 3, P. parvum Gud.— 1, Cassandra cf. inflata (Gud.) — 2, Cassidulina subacuta (Gud.) — 12. В ассоциации преобладают эльфидииды — Elphidium subclavatum, E. obesum, Cribroelphidium goesi и др. (около 200 экз.). Представители других родов единичны. Приведенная ассоциация названа В. Я. Слободиным устьсоленинским комплексом, который сопоставляется им с туруханским комплексом. Однако это неверно. Туруханский комплекс фораминифер изучен на Енисейском Севере по скв. 24-Т (р. Турухан) и скв. 7-Б (р. Болгохтох), где представлен значительно большим числом видов

(40 против 18). Кроме того, количество особей на каждый исследованный образец в туруханском комплексе значительно больше, достигает иногда нескольких тысяч. Основную массу в нем составляют эльфидииды и нонионииды, наряду с которыми в большом количестве присутствуют стеногалинные кассидулиниды и исландиеллиды, почти отсутствующие в устьсоленинских слоях (табл. 1). Наконец, туруханский комплекс отличается присутствием разнообразных милиолид и таких видов, как Tappanella arctica, Alabaminoides mitis, представленных значительным числом экземпляров (200—300). Основная же особенность туруханского комплекса — присутствие в большом количестве в нем стеногалинных

Таблица 1

Соотношение эльфидиид-нонионид и кассидулинид-исландиеллид, %

Вид	Туруханский комплекс	Обский комплекс	Устьсоленинский комплекс, скв. 31-БХ, гл. 125 м
Эльфидииды — нонионииды	30—50	68—80	85
Кассидулиниды — исландиеллиды	20—40	10—25	7

форм, что наблюдается и в одновозрастном обском комплексе Нижнего Приобья, хотя опреснение морских вод там проявлялось в значительно большей мере, чем на Енисейском Севере [Гудина, 1966, 1969].

Такого видового разнообразия, которое определяет туруханский комплекс, в стратотипе устьсоленинских слоев (скв. 31-БХ) не наблюдается. Поэтому и нельзя рассматривать устьсоленинскую ассоциацию фораминифер, обнаруженную на глубине 125 м, как туруханский комплекс. Она существенно беднее и малочисленнее. Этим она обнаруживает некоторое сходство с обским комплексом Нижнего Приобья. Для последнего также характерно небольшое количество видов (18—20) и доминирование эльфидиид (8 видов). Однако и обский комплекс характеризуется бóльшей ролью стеногалинных исландиеллид и кассидулин (от 10 до 25%). При сравнении же устьсоленинской ассоциации фораминифер из всего разреза одноименных слоев, вскрытых скв. 31-БХ (но без прослоя, обогащенного микрофауной на гл. 125 м), с санчуговским комплексом фораминифер из санчуговских отложений (по разрезам, вскрытым скв. 26-БХ, 27-БХ), обнаруживается их весьма большое сходство. В целом же сообщество фораминифер из пачки IV скв. 31-БХ несколько более разнообразно по числу родов и видов и более многочисленно. Можно допустить, что разница в систематическом составе и популяциях в данном случае объясняется фациальными причинами [Сухорукова, Гудина, 1969].

Остановимся теперь на так называемом парастратотипе устьсоленинских слоев, обнажающихся на правом берегу р. Большая Хета ниже устья р. Соленая (см. рис. 2). В этом обнажении, бровка которого находится на отметке около 55 м (урез реки +17 м), устьсоленинские слои залегают под континентальными осадками: песками с растительной трухой и торфяниками (3—8 м), перекрытыми у бровки валунными и безвалунными суглинками (3—5 м). Кровля устьсоленинских пород находится на отметке примерно 41—42 м. Ниже следует переслаивание глин, алевритов и песков, среди которых выделяется прослой «желтых глин» с обильными раковинами моллюсков и фораминифер. Из этих глин, залегающих на абсолютных отметках 31—36 м, В. И. Гудина определила в коллекции В. Я. Слободина: Cyclogyra involvens (Reuss),

Quinqueloculina arctica (Cushm.), Q. longa Gud., Pyrgo williamsoni (Silvestri) — 18 экз., Dentalina frobisherensis Loebl. et Tappan, Globulina glacialis Cushm. et Ozawa, Tappanella arctica Gud. et Said., Buccella troitzkyi Gud., Cribrononion obscurus Gud.—35 экз., Nonionellina labradorica (Dawson) — 5 экз. Elphidium hyalinum Brodniewicz — 25 экз., Protelphidium orbiculare (Brady) — 60 экз., Cribroelphidium goesi (Stshedr.) — 18 экз., C. granatum (Gud.), Elphidiella groenlandica (Cushm.) — 9 экз., Cassandra teretis (Tappan), Cassidulina subacuta (Gud.) — 20. Раковины почти всех видов — крупных размеров, особенно выделяется среди них Cribrononion obscurus, Protelphidium orbiculare, Pyrgo williamsoni. Крупные размеры раковин и общий видовой состав, как уже указывалось, характерны для ассоциации фораминифер из казанцевских отложений Енисейского Севера [Гудина, 1969]. Отсюда же собраны раковины моллюсков, характерные для казанцевских отложений: Euspira pallidus (Brod. et Sow.), Buccinum tenue Gray var. scalariformis, Sipho curtus Friele, Portlandia arctica Gray var. siliqua Reeve, Yoldiella fraterna (Verrill et Bush), Musculus sp., Macoma calcarea (Chemnitz), Hiatella arctica (L.).

Следовательно, так называемый «парастратотип верхнеплиоценовых устьсоленинских слоев» есть ничто иное, как верхнечетвертичные, казанцевские морские слои. Кочоские слои в разрезе скв. 31-БХ по комплексу фораминифер также являются казанцевскими, они же обнаружены в скв. 26-БХ (глубины соответственно 42—83,5 и 72—78,5 м).

Казанцевские отложения в названных скважинах, равно как и в скв. 27-БХ, подстилаются пачкой III песков и галечников (см. рис. 2). Последняя повсюду залегает ниже уровня моря: ее подошва опущена на 24—30 м, а кровля — от —6 м (скв. 26-БХ) до —14,7 (скв. 32-БХ). Толща казанцевских пород, хотя и частично размытая сверху, с неровной поверхностью, тем не менее поднимается выше уровня моря. В скв. 31-БХ, 26-БХ и 27-БХ она устанавливается, соответственно, на абс. отметках 43,4 м, 16 м и 67 м. Следовательно, в обнажении близ р. Соленая «парастратотип устьсоленинских слоев», (отметки залегания 17—41 м) располагается значительно выше «пачки песков и галечников», тогда как в стратотипическом разрезе скв. 31-БХ устьсоленинские слои подстилают эту пачку и залегают ниже уровня моря на глубине от 25 до 70,5 м. В обнажении близ р. Соленая «желтый слой» глин с «устьсоленинским» (казанцевским, как показано выше) комплексом фораминифер залегает в интервале отметок 31—36 м (14—19 м над рекой). Аналогичный казанцевский комплекс фораминифер в скв. 26-БХ обнаружен на глубине 72—78,6 м, а в скв. 31-БХ на глубине 42—83,5 м. В скв. 27-БХ фораминиферы этого комплекса встречены еще выше, на отметках от 35 до 54 м. Таким образом, так называемый «парастратотип устьсоленинских слоев» в действительности представляет не верхние плиоценовые отложения, а выходы на дневную поверхность средней и верхней частей верхнечетвертичных казанцевских морских слоев.

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ОТЛОЖЕНИЙ

Остановимся, прежде всего, на казанцевском комплексе фораминифер. В. Я. Слободин и О. В. Суздальский [1969] полагают, что данный комплекс не выявлен, не изучен, а его стратиграфическое положение твердо не установлено. Это неверно.

Казанцевский комплекс фораминифер изучен В. И. Гудиной [1969] из стратотипических разрезов казанцевских отложений, описанных В. Н. Саксом и К. В. Антоновым [1945] по правому берегу Енисея между д. Казанцево и устьем Луковой протоки Енисея а также из разре-

зов, исследованных авторами и С. Л. Троицким у п. Кареповского и Пустого на том же берегу Енисея и в бассейне р. Агапа в Таймырской низменности. В соответствующих публикациях приведены его состав, экологическая и палеозоогеографическая характеристики [Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969]. В бассейне рр. Большая и Малая Хета известно около 150 местонахождений казанцевской морской фауны, располагающихся на абсолютных отметках 15—40 м. На р. Большая Хета они приурочены к склонам долины, в то время как подошва санчуговских, и тем более досанчуговских отложений опущена значительно ниже уреза реки.

Итак, возраст верхней морской пачки II в Большехетском районе (скв. 31-БХ, 26-БХ и обнажение на р. Соленая) определяется принадлежностью ее к казанцевским слоям, позднечетвертичный возраст которых общепризнан. Эти отложения образуют единый горизонт, залегающий на абс. отметках от —10—15 м до +35—54 м. В схеме В. Я. Слободина и О. В. Суздальского [1969] казанцевский горизонт оказался разделенным на «кочоские» и «устьсоленинские слои». Произошло это, видимо, в результате отрицания самостоятельности казанцевского комплекса фораминифер и ошибок в корреляции разрезов.

Обратимся теперь к рассмотрению возраста устьсоленинского комплекса фораминифер. Н. Г. Загорская, В. Я. Слободин, О. В. Суздальский и другие продолжают ошибочно считать его плиоценовым. Весьма поучительно проследить историю этого заблуждения по этапам.

Началом было открытие В. Я. Слободиным в туруханском (ошибочно отождествляется с более молодым устьсоленинским) комплексе видов, якобы известных только из плиоцена Англии и Аляски [Загорская и др., 1965]. Однако в указанной работе В. Я. Слободин не приводит конкретного анализа фауны фораминифер, ограничиваясь общими рассуждениями, как-то: «Наличие в нем (туруханском комплексе) вымерших видов, существовавших в условиях нормальной солености и характерных для плиоценовых отложений Англии и Аляски, дает основание предполагать, что возраст туруханской свиты может оказаться близким к «...позднеплиоценовому — раннеплейстоценовому...» [1965, с. 50]. При этом ссылки на работы по микрофауне плиоцена Англии отсутствуют. Ничего не говорится и о том, какие же общие и вымершие виды имеются в виду. В другом месте цитируемой работы (с. 44) приводится в качестве «вымершего» вида Elphidium sp. 1. По мнению В. Я. Слободина, эта форма близка к Elphidium (?) ustulatum Todd, описанному из неогеновых отложений Аляски на р. Картер-Крик. Однако это неверно. Форма Elphidium sp. 1 есть не что иное, как Protelphidium lenticulare Gud. Этот вид установлен в четвертичных отложениях Севера СССР, в том числе в верхнечетвертичных [Гудина, 1966; 1969; Гудина, Евзеров, 1973]. Но будь это даже и E. ustulatum, все равно по одному общему виду нельзя делать заключение об одновозрастности целых фаунистических комплексов. В. Я. Слободин допускает и другие неточности. Так, утверждая, что близкая к Elphidium sp. 1 форма «...найдена в третичных отложениях в районе Картер-Крик на Аляске» он указывает работу Hopkins, Mac Neil [1960]. Но эта работа посвящена исследованиям в районе Кивалина, а не Картер-Крик и форма Elphidium ustulatum в ней не значится.

Для доказательства более древнего, чем плейстоцен, возраста туруханских отложений В. Я. Слободин приводит еще форму Alabamina sp. (Alabaminoides mitis Gud.), как якобы вымерший вид. Это также неверно, ибо Alabaminoides mitis встречается в верхнеплейстоценовых отложениях Кольского п-ва и в современных осадках Карского моря [Гудина, Евзеров, 1973].

Таким образом, попытки обосновать плиоценовый возраст устьсоленинского и туруханского комплексов указанием на присутствие в них якобы вымерших неогеновых видов и сопоставлением с плиоценом Аляски и Англии несостоятельны.

Методически сомнительной была и другая попытка В. Я. Слободина удревнить туруханский и устьсоленинский комплексы до плиоцена. Она основывалась на якобы «...общем древнем облике микрофауны», который выводился из того, что «...*большинство* (курсив наш) встреченных видов известно, начиная с плиоцена, а ряд видов с миоцена» [Загорская и др., 1965, с. 76), и далее «...в туруханском комплексе встречено *большое число видов* (курсив наш) фораминифер, известных с неогена до настоящего времени» (там же, с. 73). Это неточное и достаточно тенденциозное заключение. Во всех названных сибирских комплексах фораминифер преобладают современные виды арктических морей и установлены буквально единичные виды, известные с плиоцена (Buccella frigida) или миоцена [Dentalina pauperata d'Orb., Pullenia sphaeroides d'Orb., P. quinqueloba (Reuss), Bulimina marginata d'Orb.]. Все они, однако, продолжают существовать и в современных морях. Такие «проходные» формы, понятно, не могут служить основанием для установления неогенового возраста. Исключение составляет лишь Protelphidium lenticulare, который неизвестен в современных морях, но, как уже отмечалось, найден в четвертичных отложениях.

Монографическое изучение фораминифер из верхнекайнозойских отложений Сибири и объективное сравнение их с комплексами плиоцена и плейстоцена Западной Европы и Северной Америки неизбежно приводят к выводу об исключительно четвертичном возрасте сибирских комплексов, начиная от самого древнего из них — болгохтохского (тильтимского в Нижнем Приобье) и следующих за ним в стратиграфической последовательности туруханского (обского в Нижнем Приобье), санчуговского, в том числе его разновидности устьсоленинского (салемальского на р. Обь) и совсем уже молодых, позднечетвертичных — казанцевского и дюрюсского [Гудина, 1966, 1969; Гудина, Гольберт, 1969].

В публикациях 1967 г. геологами НИИГА была предпринята попытка выделения морского плиоцена [Слободин, 1967; Слободин и др., 1967]. На этот раз «устьсоленинские слои» и одноименный комплекс фораминифер сопоставлялись уже не с плиоценом Англии и Аляски, несостоятельность чего совершенно очевидна, а с амстельскими отложениями Нидерландов. Однако на этот раз по-прежнему отсутствовал сравнительный анализ комплексов. Эта ответственная работа подменялась декларацией, что «...комплекс фораминифер из устьсоленинских слоев можно сопоставить с комплексами из амстельских слоев Западной Европы» [Слободин, 1967, с. 43]. Но и это положение при проверке оказалось неверным.

В 1968 г. В. И. Гудина познакомилась с фораминиферами из амстельских отложений, вскрытых скважиной Заандам-1 близ Гааги (образцы пород были любезно присланы доктором И. Ван-Вортхейсеном). Исследования показали [Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969], что в амстеле отсутствует основное ядро сибирских комплексов, представленное родами и видами, обитающими в современных арктических и северо-бореальных морях. Для амстеля характерны тепловодные боливины, гюмбеллины, булимины, свойственные неогену. Кассидулиниды представлены видами, отличными от тех, которые присутствуют в сибирских комплексах. Значительная роль тепловодных форм сближает амстель с плиоценом. Вместе с тем, отличительной особенностью амстельского комплекса является присутствие в нем холодолюбивых эльфидиид Elphidiella cf. arctica (Parker et Jones), Elphidium oregonense Cushman

et Grant. Они фиксируют значительное похолодание климата и, как указывает Й. Ван-Вортхейсен [Voorthuysen, 1953], характерны и для древнего плейстоцена Западной Европы и Северной Америки. Синхронизация амстельского комплекса с устьсоленинским не подтверждается еще и потому, что первый свидетельствует о значительном похолодании морских вод даже в Нидерландах, второй же, как это признают В. Я. Слободин и О. В. Судальский,— о потеплении на севере Сибири. Эти комплексы, следовательно, не могут быть одновозрастными, и устьсоленинский моложе амстельского, ибо именно поздний плиоцен (по стратиграфической шкале, принятой в СССР) ознаменовался резким и прогрессирующим похолоданием климата. Напротив, потепление климата, отчетливо фиксируемое геологической летописью, характерно для каждой межледниковой эпохи. Все это в полной мере относится и к более древнему, нежели устьсоленинский, туруханскому комплексу.

В недавно опубликованной статье О. В. Суздальским выдвигается новая точка зрения. Если в работах 1965 и 1967 гг. делались попытки найти сходство сибирских фаун с неогеновой фауной Англии и Аляски или, по крайней мере, с амстелем Нидерландов, то в последней публикации такие попытки признаются «...методически неверными» [Суздальский, 1969, с. 149]. Теперь объявляется, что «...различие фаунистических комплексов древних бассейнов Западной Европы и Советской Арктики столь же естественно, как и различие фаун Северного и Карского морей» [там же]. Тем не менее устьсоленинские слои по-прежнему «...с достаточной уверенностью» [там же], (но, по-прежнему, без основания) относятся к плиоцену. Таким образом, получается, что устьсоленинские слои потому и синхронны плиоцену, и, в частности, амстелю Западной Европы, что не имеют с ними никакого фаунистического сходства. Аргументация, скажем прямо, парадоксальная.

Различие в составе устьсоленинского (и, добавим, туруханского) и амстельского комплексов фораминифер нельзя связывать только с различным географическим положением районов. Действительно, сибирским (туруханскому и обскому) комплексам недавно нашелся аналог в донных осадках Северного моря у восточного побережья Англии. Сходный по видовому составу комплекс извлечен из среднеплейстоценовых (послеамстельских) отложений [Fisher и др., 1969]. Общими с сибирскими видами в комплексе являются: Buccella frigida (Cushm.), Elphidium clavatum Cushm. (=E. subclavatum Gud.), Cribroelphidium subarcticum (Cushm.), различные виды родов Lagena, Oolina, Pseudonodosaria occidentalis (Cushm.) (=Tappanella arctica Gud. et Said.), Pyrgo williamsoni [Silvestri) и другие (всего 14 видов). Различное географическое положение районов проявилось лишь в несколько большем содержании бореальных видов в «английском» комплексе. Весьма знаменательно, что в нем также как и в названных сибирских комплексах, отсутствует Elphidiella hannai (Cushman et Grant) (=Elphidiella cf. arctica, по Й. Вортхейсену), которая наряду с Elphidium oregonense Cushm. et Grant, была показателем древнего плейстоцена (амстеля) Западной Европы и его аналогов в Северной Америке [Voorthuysen, 1953) и Японии [Aoki, 1961]. Отличия сибирских и амстельского комплексов определяются, следовательно, различным их возрастом. Одновозрастные комплексы этих удаленных районов оказываются достаточно сходными.

Итак, отложения с сибирскими комплексами фораминифер моложе амстеля, т. е. моложе виллафранка и гюнца. Самые древние из них — тильтимский и обский в Нижнем Приобье и болгохтохский и туруханский на Енисейском Севере — могут быть только не древнее минделя, или раннечетвертичной эпохи, по принятой в СССР схеме четвертич-

ного периода. Устьсоленинская ассоциация фораминифер, видимо, еще моложе. Как считает В. И. Гудина, она не может быть аналогом туруханского, и, скорее всего, является фациальной разновидностью санчуговского комплекса. Об этом свидетельствуют в настоящее время имеющиеся геологические, палеонтологические и палеоклиматические данные, частично приведенные выше. Санчуговские слои относятся авторами к послесамаровскому этапу [Архипов, 1960, 1971; Гудина, 1969; Гудина, Гольберт, 1969], хотя имелись высказывания в пользу их миндель-рисского возраста [Троицкий, 1969].

Последовательность отложений в разрезе ставит под сомнение и раннеплиоценовый возраст древнейшего члена разреза Большехетского опорного района — варомыяхинских слоев (пачка V). Ведь их возраст определяется по залеганию под «верхнеплиоценовыми устьсоленинскими слоями» и их якобы морскому генезису. В. Я. Слободин и О. В. Суздальский настаивают на этом во всех своих публикациях. Это неслучайно. Любое иное, особенно ледниковое, происхождение варомыяхинских слоев неизбежно омолаживает их, по крайней мере, до раннего плейстоцена. Поэтому очень важно подчеркнуть, что варомыяхинские отложения как в стратотипическом разрезе, вскрытом скв. 31-БХ, так и во всех других скважинах (26-БХ, 27-БХ, 28-БХ, 29-БХ, 30-БХ и т. д.) на территории Большехетского района не содержат ни фораминифер, ни морских моллюсков. Поэтому морское происхождение этих осадков крайне сомнительно. Не спасает положение и упоминание (со ссылкой на данные О. М. Лев) о комплексе остракод, якобы полученном из варомыяхинских слоев [Слободин, Суздальский, 1969]. Дело в том, что О. М. Лев [1968] выделила всего два комплекса остракод: казанцевский и кочоско-устьсоленинский, об остракодах же из варомыяхинских слоев она не упоминает. Однако, В. Я. Слободин и С. В. Суздальский приводят для этих слоев два вида остракод Elofsonella concinna (Jones) и Cytherissa lacustris Sars, не указывая их местонахождения и количества. Вместе с тем, в 1965 г. О. В. Суздальский сообщил, что несколько створок Elofsonella concinna найдено в «устьсоленинских» и «кочоских» слоях (скв. 31-БХ, глубины, соответственно, 125,79 и 83,5 м), Cytherissa lacustris — в отложениях, заведомо моложе варомыяхинских слоев (обнажения в низовьях Енисея). Что же касается варомыяхинских слоев, то для них О. В. Суздальским указывалась всего одна находка трех створок Cytherelloidea sp. в скв. 29-БХ на глубине 160 м. Однако принадлежность вмещающих отложений к варомыяхинским слоям и здесь сомнительна. Нам неизвестны дополнительные данные, которыми располагают В. Я. Слободин и О. В. Суздальский; тех же данных, которые имеются в опубликованных работах, явно недостаточно для выделения комплекса остракод и обоснования по нему морского генезиса варомыяхинских отложений.

Наряду с морским генезисом В. Я. Слободин и О. В. Суздальский [1969] допускают также аллювиальное происхождение части варомыяхинских отложений. В дочетвертичном рельефе они рисуют две гипотетические генерации погребенных речных долин. Между тем, рельеф подошвы четвертичных пород, по имеющимся фактическим данным, выглядит достаточно сглаженным (см. рис. 1). Основу его составляют весьма плоские пространства с абс. отметками от 0 до 100 м, реже, 120 м ниже уровня моря, разделенные невысокими выступами (абс. отм. 37—60 м). Погребенные речные долины не обнаруживаются, не улавливается даже долина палео-Енисея. Кроме того, сами условия залегания и распространения варомыяхинских слоев противоречат их аллювиальному генезису. Для речных осадков характерно локальное

распространение, приуроченность только к речным долинам. Варомыяхинские же слои плащеобразно перекрывают древний дочетвертичный рельеф на большой площади.

В континентальных условиях широкое площадное распространение осадков может быть обеспечено только за счет ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Литологический состав варомыяхинских пород не противоречит их ледниковому и водно-ледниковому генезису. В стратотипическом разрезе скв. 31-БХ, где они составляют более половины разреза, это — глины с галькой. Аналогичные глинисто-алевритовые породы с рассеянным грубым обломочным материалом отмечаются и по другим скважинам. В ряде случаев вскрыты 20—30-метровые толщи песков с галькой, валунами и обломками угля. Формирование осадков в суровых климатических условиях доказывается палинологическими данными. В скв. 31-БХ в спектрах по 4 образцам, отобранным с глубин 179,5; 185,0; 191,2 и 194,4 м, отмечается высокое содержание спор (50—70%); пыльца древесных содержится в количестве от 10 до 40% и трав около 5—10%. Сходные спектры для аналогов варомыяхинских слоев выявлены в скв. 27-БХ, 28-БХ и 29-БХ. В совокупности они свидетельствуют о развитии тундровой растительности. Существование же тундры в раннем плиоцене в северной половине Западно-Сибирской равнины вовсе исключается. Тем более все это весьма вероятно в четвертичном периоде.

Вернемся теперь к самой верхней пачке I. Она вскрыта во всех скважинах Большехетского района (скв. 31-БХ, 29-БХ, 30-БХ, 28-БХ, 27-БХ, 26-БХ и т. д.) и ни в одном случае не содержит морской макро- или микрофауны. В разрезе скв. 31-БХ пачка I залегает поверх пород с казанцевским комплексом фораминифер (пачка II) и состоит из трех крупных прослоев суглинков с галькой, алевритовых слоистых глин с валунно-галечным материалом и песков. Те же три прослоя выделяются и в скв. 26-БХ. Некоторым отличием является лишь присутствие в ее разрезе ленточных глин и алевритов (10—40 м), а в песках — нескольких плохо сохранившихся, ожелезненных раковинок фораминифер, скорее всего, переотложенных из подстилающих казанцевских глин. В скв. 27-БХ и 28-БХ пачка сложена преимущественно песчанистыми алевритами (супесями) с галькой и песками, а в скв. 29-БХ — почти целиком разнозернистыми валунными песками. Важно отметить, что эти породы содержат спорово-пыльцевые комплексы явно тундровой растительности. Они резко контрастируют со спектрами растительности таежного типа из казанцевских отложений и представляют бесспорное доказательство значительного похолодания климата.

Палеоклиматические данные, а также литолого-фациальный состав и условия залегания этого комплекса пород, в котором распознаются моренные и водно-ледниковые осадки, позволяют отнести образования пачки I к последнему (зырянскому) покровному оледенению. Это хорошо согласуется с фактом широкого распространения в бассейне р. Большая Хета специфического холмисто-грядового и холмисто-озерного рельефа [Стрелков, 1965]. Этот рельеф — классический для областей оледенения — полный аналог ледниковых ландшафтов валдайского или вюрмского времени на Русской равнине и равнинах севера Западной и Центральной Европы, а также висконсинского — в Северной Америке. До недавнего времени отложения и рельеф зырянского оледенения на Енисейском Севере описывались и геологами НИИГА, в том числе некоторыми авторами «новой схемы» [Стрелков и др., 1959]. В «новой схеме» ледниковый комплекс отсутствует вовсе. Его отложения (пачка I) ошибочно объединяются с казанцевскими (пачка II) в так называемые кочоские слои.

ВЫВОДЫ

1. В Большехетском районе вся толща так называемых позднекайнозойских отложений целиком относится к четвертичной системе. В ее разрезе наблюдается чередование континентальных (в том числе ледниковых) и морских отложений. Разрез начинается варомыяхинскими континентальноледниковыми слоями, предположительно рисскими (или, во всяком случае, не древнее минделя). Выше следуют санчуговские морские и гляциально-морские (интеррисс) отложения (отчасти гляциально-морские), пачки континентальных песков и галечников и казанцевские морские слои (рисс-вюрм). Разрез заканчивается зырянскими континентальноледниковыми образованиями (вюрм).

За пределами Большехетского района к варомыяхинским слоям геологи НИИГА нередко относят осадки, залегающие также в основании четвертичной толщи, но под туруханскими морскими слоями. В этих случаях в варомыяхинские слои ошибочно включаются ледниковые отложения раннеплейстоценового (миндельского) возраста.

2. «Новая стратиграфическая схема» [Слободин и др., 1967; Слободин, Суздальский, 1969; Суздальский, 1969; Загорская и др., 1965, 1967] содержит существенные ошибки в определении возраста комплексов фораминифер, а также в их экологической и палеоклиматической оценке, что повлекло за собой ошибки в определении стратиграфического положения основных слоев, корреляциях и установлении генезиса осадков. Поэтому «новая схема» не может быть принята.

3. Устьсоленинские слои не являются самостоятельной стратиграфической единицей: за их стратотип (скв. 31-БХ) ошибочно приняты санчуговские, а за парастратотип — казанцевские слои с соответствующими комплексами фораминифер. Устьсоленинский комплекс фораминифер в скв. 31-БХ — фациальный аналог санчуговского, отличается от последнего несколько большим видовым разнообразием и более высокой популяцией Elphidium subclavatum. Возможно, устьсоленинский комплекс можно выделять как разновидность одновозрастного с ним санчуговского. В парастратотипе (обнажение на правом берегу р. Б. Хета в 4 км ниже р. Соленая) за устьсоленинский был ошибочно принят казанцевский комплекс. В соответствии с этим, стратиграфическое подразделение «устьсоленинские слои» вместе с их стратотипом и парастратотипом должны быть упразднены.

4. Кочоские слои в Большехетском районе, судя по моллюскам, фораминиферам, а также по спорово-пыльцевым комплексам, в действительности являются казанцевскими. Необоснованное отрицание существования самостоятельного и своеобразного казанцевского комплекса фораминифер привело к разделению казанцевских слоев, которые геологи НИИГА включают то в состав «устьсоленинских» («парастратотип»), то «кочоских» слоев. Термин «кочоские слои» должен быть упразднен.

5. Утверждение о прибрежно-морском и аллювиальном генезисе варомыяхинских слоев так же ошибочно, как и включение в состав морских «кочоских слоев» верхнего члена разреза Большехетского района — зырянского ледникового комплекса. Важно подчеркнуть, что принципиально неверно считать морскими те осадки, которые не содержат никаких остатков морских организмов. Пренебрегая этим, авторы «новой схемы» теряют объективные критерии оценки генезиса осадков.

6. Монографическое изучение сибирских комплексов фораминифер и их сравнение с амстельской ассоциацией фораминифер из Нидерландов, а также с плиоценовыми и плейстоценовыми комплексами Восточ-

ной Англии и Аляски, позволяют сделать категорическое заключение об отсутствии на севере Западной Сибири осадков морского плиоцена.

7. Представляется невероятным раннеплиоценовый возраст варомыяхинских слоев, содержащих спорово-пыльцевые спектры тундрового типа. В раннем плиоцене, в «эпоху гиппариона», в центральных и южных районах Западной Сибири располагалась зона аридных степей и полупустынь с флорой, еще очень далекой от флор современной Западной Сибири [Никитин, 1962; Орлов, 1961].

8. Списки фораминифер, коллекция которых В. Я. Слободиным монографически не изучена и значительная часть видов дается в открытой номенклатуре, не могут использоваться для достоверных стратиграфических и палеогеографических выводов.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисея. Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 30.

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. М.: Наука, 1971.

Белевич А. М. О возрасте дозырянских отложений на реке Соленой (Усть-Енисейский район).— Уч. зап. НИИГА, палеонтол. и биостр., 1965, вып. 9.

Гудина В. И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966.

Гудина В. И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969.

Гудина В. И., Гольберт А. В. Стратиграфия морского плейстоцена северной Сибири по фораминиферам.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. К VIII Конгрессу INQUA. М.: Наука, 1969.

Гудина В. И., Евзеров В. Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973.

Загорская Н. Г., Яшина З. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белевич А. М. Морские неоген (?) — четвертичные отложения нижнего течения реки Енисея.— Тр. научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1965, т. 144.

Загорская Н. Г., Кулаков Ю. Н., Пумилов А. П., Суздальский О. В. О корреляции стратиграфических схем позднего кайнозоя области морских трансгрессий Западной Сибири.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающей территории. Л., 1967.

Лев О. М. Комплексы остракод из морских позднекайнозойских отложений севера Русской равнины и Западной Сибири и их значение для палеогеографии.— В кн.: Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., 1968.

Никитин В. П. К вопросу о климате и растительности Сибири в эпоху гиппариона.— В кн.: Доклады палеоботанической конференции. Томск: Изд-во Томск. гос. ун-та, 1962.

Орлов Ю. А. В мире древних животных. Очерки к палеонтологии позвоночных. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Тр. Ин-та геол. Арктики, 1953, т. 77.

Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского Порта.— Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1945, вып. 16.

Слободин В. Я. Комплекс фораминифер опорных разрезов позднего кайнозоя Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967.

Слободин В. Я., Суздальский О. В., Левина Ф. М., Лев О. М. Опорный разрез плиоцен-плейстоцена Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967.

Слободин В. Я., Суздальский О. В. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена северо-востока Западной Сибири.— В кн.: Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя. Л., 1969.

Суздальский О. В. О нижней возрастной границе, стратиграфическом объеме разреза зоны трансгрессий и некоторых межрегиональных корреляциях.— В кн.: Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя. Л., 1969.

Сухорукова С. С., Гудина В. И. Некоторые условия образования осадков и распределения фораминифер в плейстоцене севера Западной Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии. К VIII Конгрессу INQUA. М.: Наука, 1969.

Стрелков С. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири. М.: Наука, 1965.

Стрелков С. А., Дибнер В. Д., Загорская Н. Г., Соколов В. Н. и др. Четвертичные отложения Советской Арктики.— Тр. НИИ геол. Арктики, 1959, 91.

Троицкий С. Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. К VIII Конгрессу INQUA. М.: Наука, 1969.

Aoki N. Foraminifera from the Imozawaga Formation in Sendai, Japan.— Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, new ser., 1961, N 41.

Fisher M. J., Funnell B. M., West R. C. Foraminifera and Pollen from a marine Interglacial Deposit in the western North Sea.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1969, vol. 37, pt. 3, N 14.

Hopkins D. M., Mac Neil F. S. A marine fauna «probably» of late Pliocene age near Kivalina, Alasca.— U. S. Geol. Surv., Profess. Papers, 1960, N 400-B.

Voorthuysen J. H. van. Some remarks about the Plio-Pleistocene microbiostratigraphy in Northwestern Europe and in North America.— J. Paleontol., 1953, v. 27, N 4.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.791 (282.251)

Т. Н. КАПЛИНА, А. В. ШЕР, Р. Е. ГИТЕРМАН, В. С. ЗАЖИГИН,
С. В. КИСЕЛЕВ, А. В. ЛОЖКИН, В. П. НИКИТИН

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА р. АЛЛАИХА (низовья Индигирки)

Несмотря на большой объем новых материалов по стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Приморской низменности Якутии, полученных в последние годы, в истории этого обширного региона остается много неясных моментов. К ним, в частности, относится слабая изученность интервала между ранним плейстоценом (олёрский стратиграфический горизонт) и заключительным этапом плейстоцена, отложения которого распространены весьма широко и в последнее время интенсивно изучаются. Комплексные исследования осадков, слагающих высокую («едомную») поверхность в низовьях Индигирки, проведенные в 1975 г., в какой-то мере способствуют заполнению этого пробела.

На левобережье нижнего течения Индигирки едомная поверхность имеет относительную высоту до 50 м; слагающие ее осадки обнажаются в 18—20 км к западу от пос. Чокурдах, по левому притоку Индигирки, р. Аллаиха. Наиболее полные разрезы находятся на левом берегу протоки Аччагый-Аллаиха. Описание этих разрезов и их стратиграфическое расчленение было сделано Ю. А. Лаврушиным [1963].

Согласно Ю. А. Лаврушину, в основании разреза вскрыта толща аллювиальных осадков мощностью от 6—8 до 20—22 м, названная аллаиховской свитой. На ней местами залегают линзы озерно-болотных образований протяженностью до нескольких километров и мощностью 10—12 м. Эти озерные осадки, названные Ю. А. Лаврушиным аччагыйской свитой, перекрыты толщей монотонных серо-коричневых алевритов с чрезвычайно высокой льдистостью за счет заключенных в них систем очень крупных полигонально-жильных льдов. Эту толщу, имеющую в данных разрезах мощность до 15—25 м, Ю. А. Лаврушин сопоставил с аллювиальной воронцовской свитой, описанной им в известном обнажении Воронцовский яр на правобережье Индигирки [1]. По данным анализа, произведенного Р. Е. Гитерман [1963], выделенные три свиты четко различаются по спорово-пыльцевым спектрам. Аллаиховская свита характеризуется спектрами заболоченной тундры, аччагыйская свита накапливалась в условиях лесотундры с примесью древовидной березы, воронцовская свита — в условиях типичной тундры [2]. Находка в осадках воронцовской свиты остатков мамонта раннего типа [3] наряду со спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на очень

[1] В последние годы для всех толщ с мощными жильными льдами, слагающих верхнюю часть разреза едомы Приморской низменности, в литературе закрепилось единое название, предложенное А. П. Васьковским [1963] — едомная свита. Мы также отдаем предпочтение этому названию.

[2] Спорово-пыльцевые спектры воронцовской свиты были изучены по образцам из обнажения на р. Берелёх.

[3] Место находки и положение ее в разрезе не указаны.

суровые климатические условия, дала Ю. А. Лаврушину основание отнести эту свиту к тазовскому горизонту; соответственно аччагыйская свита была отнесена к мессовскому, а аллаиховская — к самаровскому горизонтам. Таким образом, весь разрез в интерпретации Ю. А. Лаврушина оказался среднеплейстоценовым.

Высказывались и другие взгляды на возраст вскрытой части разреза. Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ [1964] предполагали, что весь аллаиховский разрез относится к позднему плейстоцену. О. А. Иванов [1972] предлагал относить аллаиховскую свиту ко второй половине среднего

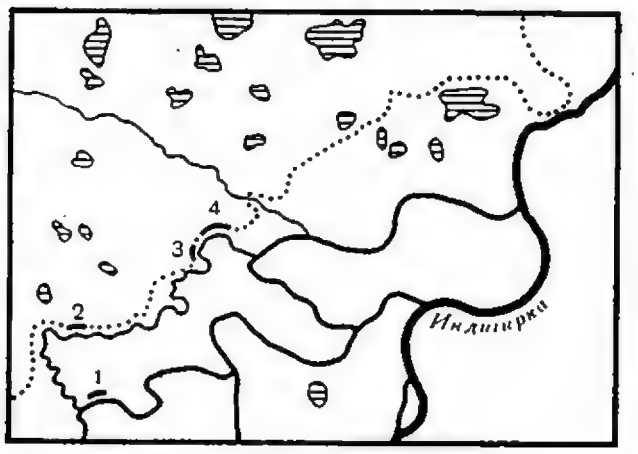


Рис. 1. Местонахождение изученных разрезов на р. Аллаиха и ее протоке Аччагый-Аллаиха

1 — АЛЛ; 2 — АВЛ; 3 — группа разрезов АНВ; 4— группа разрезов АНН. Пунктиром показан уступ едомной поверхности

плейстоцена, а аччагыйскую и воронцовскую свиты сопоставлял с крестюряхской и ойгосской свитами западных районов низменности, относимыми соответственно к казанцевскому и зырянскому горизонтам.

В 1975 г. обнажения на р. Аллаиха были изучены Т. Н. Каплиной и А. В. Шером. Основные исследования проведены на обнажениях в 4,5—4,8 км выше устья протоки Аччагый-Аллаиха (группа разрезов получила индекс АНВ), и в 2,2—2,7 км выше ее устья (индекс разрезов АНН). Были обследованы также разрезы выше по течению той же протоки и по самой р. Аллаиха (рис. 1). Помимо описания разрезов, произведен отбор спорово-пыльцевых образцов, сбор остатков крупных млекопитающих, а также большой объем комплексной промывки породы на остатки мелких позвоночных, насекомых и растений. Отобрана серия образцов на радиоуглеродный анализ, которые датировались в Лаборатории СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ и в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР.

Разрезы левого берега протоки Аччагый-Аллаиха построены однотипно, и в каждом из них по внешним признакам выделяются две толщи. Нижняя, мощностью около 20 м, сложена слабо льдистыми плотными алевритами с выдержанными прослоями торфа. Верхняя, мощностью до 25 м, представляет собой алевриты с мощными полигонально-жильными льдами. Нижняя толща обычно образует крутые уступы над руслом реки; верхняя, в результате активного таяния льдов, отступает от реки, образуя термокарстовые цирки. На границе нижней и верхней толщ образуется перегиб склона — термотерраса, которую закрывают оплывины.

Нижняя толща обнажений по Аччагый-Аллаиха охватывает аллаиховскую и аччагыйскую свиты Ю. А. Лаврушина, верхняя отвечает воронцовской свите. Однако прерывистое залегание осадков аччагыйской свиты, ее очень маленькая мощность в большинстве изученных обнажений (до 2 м) и зачастую постепенный переход между аллаиховской и аччагыйской свитами затрудняют проведение границы между ними.

Поэтому мы рассматриваем эти две свиты в одном разделе в составе нижней толщи, дифференцируя описание по свитам там, где это возможно. Следует отметить, что опубликованные Ю. А. Лаврушиным описания литологии этих свит столь детальны, что это позволяет не повторять здесь этих описаний и остановиться лишь на вновь полученных фактах.

НИЖНЯЯ ТОЛЩА (АЛЛАИХОВСКАЯ И АЧЧАГЫЙСКАЯ СВИТЫ)

Литология и криогенное строение. Кровля нижней толщи в разрезах АНВ и АНН залегает на высоте 20—22 м над урезом реки. Выше по течению протоки она опускается до 16 м над рекой. Аллаиховская свита сложена преимущественно алевритами, иногда переслаивающимися с пылеватыми песками. В алевритах и песках отмечается горизонтальная или линзовидно-волнистая слоистость. Характерно наличие оторфованных или гумусированных прослоек — погребенных почвенных горизонтов. Один из таких горизонтов, образованный двумя, а местами тремя сближенными оторфованными прослойками, выдержан в разрезах АНВ и АНН на значительном расстоянии и залегает на высоте 10—13 м.

Исследования 1975 г. существенно дополнили сведения о криогенном строении аллаиховской свиты. Обнаружено, что в отдельных пачках аллювиальных осадков присутствуют погребенные полигонально-жильные льды. В разрезе АНВ-III (рис. 2) установлено два яруса ледяных жил. Нижний описан в слое алевритов на высоте от 5,5 до 9 м (ниже жилы не кончаются, но засыпаны осыпью). В этом разрезе интересен не только сам факт сохранения ледяных жил, но и сингенетический характер их контактов с вмещающими породами — наличие ледяных шлиров («поясков») в породе и их припаивание к плечикам ледяной жилы. Вмещающая жилы порода внизу — глинистый бурый алеврит с корешками трав и обрывками мхов, представляющий, видимо, осадки пойменной ложбины; выше жилы находятся в алевритах с прослоями песков, которые можно отнести к осадкам прирусловой отмели.

Второй ярус представлен очень мелкими ледяными жилками (шириной по верху не более 5 см), залегающими в сильно опесчаненном алеврите на высоте 12,7—14,2 м. Для этих жилок характерна очень четкая вертикальная полосчатость за счет годичных жилок с осевыми швами из песка (признак роста в условиях прирусловых отмелей). Мелкие ледяные жилки зафиксированы еще в ряде разрезов.

В разрезе АНН-II на высоте 15—18 м над урезом обнаружены верхние части крупных (шириной до 1,5 м) ледяных жил, залегающих в льдистых серо-коричневых алевритах, которые можно отнести к пойменным осадкам. Как жилы, так и вмещающие породы, имеют все черты сингенеза. Над ледяными жилами наблюдаются следы их частичного вытаивания — начавшие, но не закончившие свое формирование псевдоморфозы — своеобразные «котлы», выполненные обрушившимися породами с включением обильных остатков древесины, в том числе березы.

За исключением пачек и линз, включающих ледяные жилы, осадки аллаиховской свиты имеют массивные криотекстуры и низкую льдистость.

Наряду с погребенными жильными льдами, по всему разрезу аллаиховской свиты на разных уровнях отмечаются псевдоморфозы по ле-

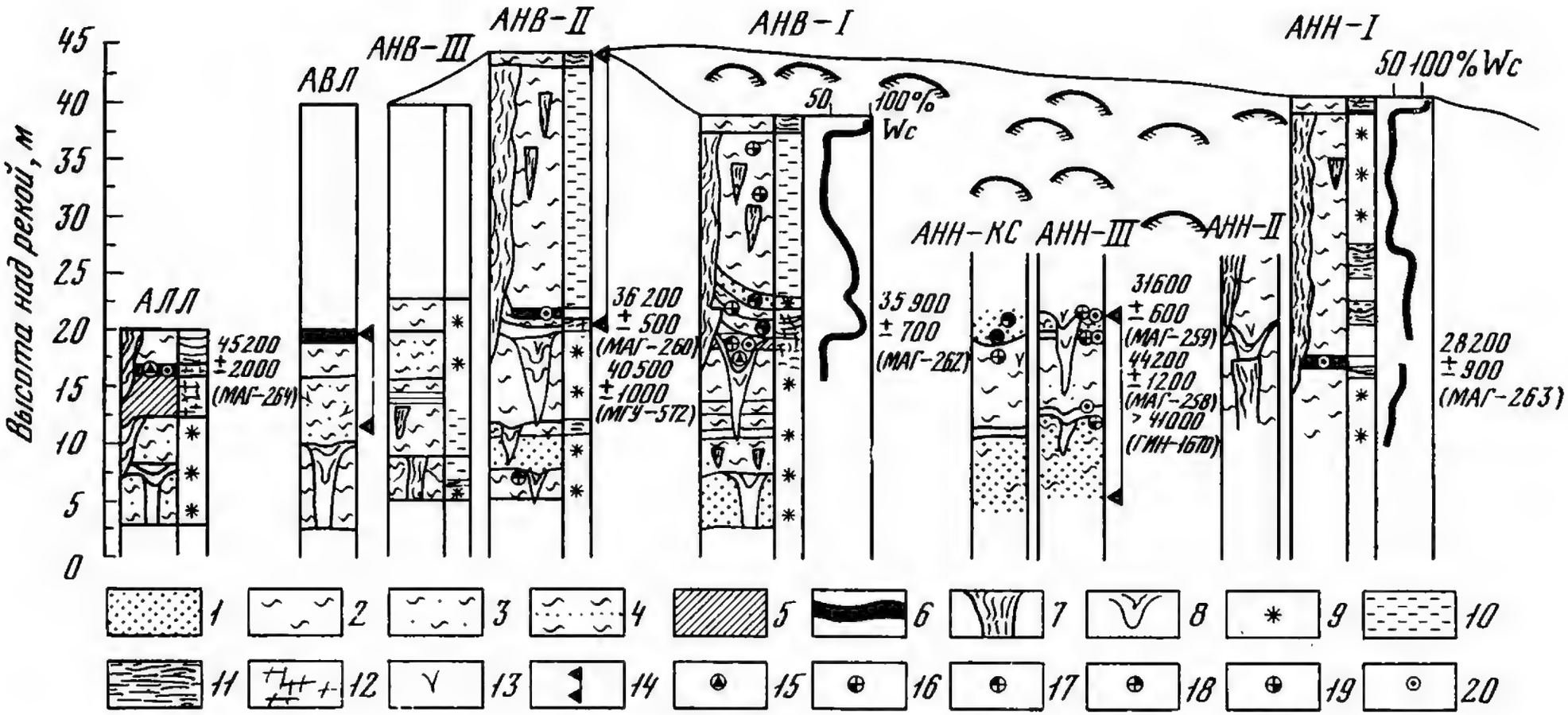


Рис. 2. Строение изученных разрезов на р. Аллаиха и ее протоке Аччагый-Аллаиха

Справа от колонок приведены криогенные текстуры, а для разрезов АНВ-I и АНН-1 — кривые суммарной влажности

1 — пылеватые пески; *2* — алевриты; *3* — опесчаненные алевриты; *4* — переслаивание алевритов и песков; *5* — суглинки; *6* — прослои торфа; *7* — полигонально-жильные льды; *8* — псевдоморфозы по ледяным жилам; *9—12* — криогенные текстуры: *9* — массивная, *10* — линзовидная, *11* — атакситовая, *12* — сетчатая; *13* — древесные остатки; *14* — места отбора серий спорово-пыльцевых образцов; *15* — то же, единичных образцов; *16* — места отбора палеокарпологических проб; *17* — места отбора остатков насекомых; *18* — находки остатков мелких млекопитающих; *19* — находки остатков крупных млекопитающих (знаки 16—19 совмещены); *20* — места отбора образцов на радиоуглеродный анализ

дяным жилам. В интервале от 6 до 15 м над урезом они имеют сравнительно небольшие размеры: 1,5—3,0 м по вертикали при ширине 0,5—1,0 м. Их присутствие свидетельствует о том, что в ходе накопления аллювия осуществлялось локальное протаивание мерзлых пород с вытаиванием небольших ледяных жил. Более крупные псевдоморфозы приурочены к кровле аллаиховской свиты, но о них речь пойдет дальше.

Отложения аччагыйской свиты в описанных обнажениях представлены локально распространенными линзами озерных горизонтальнослоистых алевритов или неясно слоистых голубовато-серых суглинков (иногда с остатками пресноводных моллюсков и рыб), залегающими в самой верхней части нижней толщи. Эти осадки выполняют псевдоморфозы по крупным ледяным жилам в кровле аллаиховской свиты. Разрезы озерных отложений часто венчаются торфяниками, имеющими мощность от 0,3 до 1,5 м. Большей частью торфяники залегают «плитами», ограниченными по простиранию несколькими метрами. Иногда торфяники в разрезах отсутствуют, но их былое существование восстанавливается по участию блоков торфа в выполнении псевдоморфоз. В некоторых разрезах (АНН-III) торфяники аччагыйской свиты включают многочисленные песчаные прослои и подстилаются песками со слоистостью руслового типа и слойками растительного детрита. Мощность озерных отложений аччагыйской свиты составляет обычно 0,5—1,5 м, но в 20 км выше устья протоки Аччагый-Аллаиха (см. рис. 1, 2, разрез АВЛ) Ю. А. Лаврушин описал разрез озерных и озерно-болотных осадков мощностью около 10 м.

Озерные осадки чаще всего имеют разреживающуюся книзу сетчатую криотекстуру, свидетельствующую об их эпигенетическом промерзании.

Ю. А. Лаврушин [1963] описал систему псевдоморфоз по крупным ледяным жилам, маркирующих границу аллаиховской и аччагыйской свит и образованных четкими структурами облекания. Нами установлено, что под структурами облекания всегда имеются клиновидные «хвосты», что исключает трактовку этих структур как конвективных деформаций и подтверждает их связь с ледяными жилами. Кроме того, в ряде разрезов обнаружены псевдоморфозы без структур облекания, образованные беспорядочно обрушившимися в полость от вытаявших ледяных жил кусками породы, в том числе торфа. Для таких псевдоморфоз характерно обилие крупных древесных остатков, в том числе лиственницы и березы. Размеры псевдоморфоз по вертикали достигают 10 м, ширина по верху до 4 м. Одинаковое высотное и стратиграфическое положение, а также особенности строения псевдоморфоз позволяют достаточно уверенно связывать их в единый ярус и утверждать, что в конце формирования нижней толщи происходило активное и широко распространенное протаивание ее отложений. Но частичное сохранение в осадках аллаиховской свиты ледяных жил (некоторые из них, вероятно, непосредственно связаны с аччагыйскими псевдоморфозами) и сингенетически промерзших пачек пород говорит о том, что протаивание было неполным и неравномерным.

Палеоклиматические данные. По разрезу нижней толщи в обнажении АНН-III отобрано 34 образца на спорово-пыльцевой анализ. Вероятно, на том же обнажении Ю. А. Лаврушин отобрал 19 образцов, впоследствии изученных Р. Е. Гитерман [1963]. Материалы 1975 г. позволяют более детально реконструировать историю развития ландшафтов.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3) отмечаются три основных типа спектров, отражающие три фазы развития растительности терри-

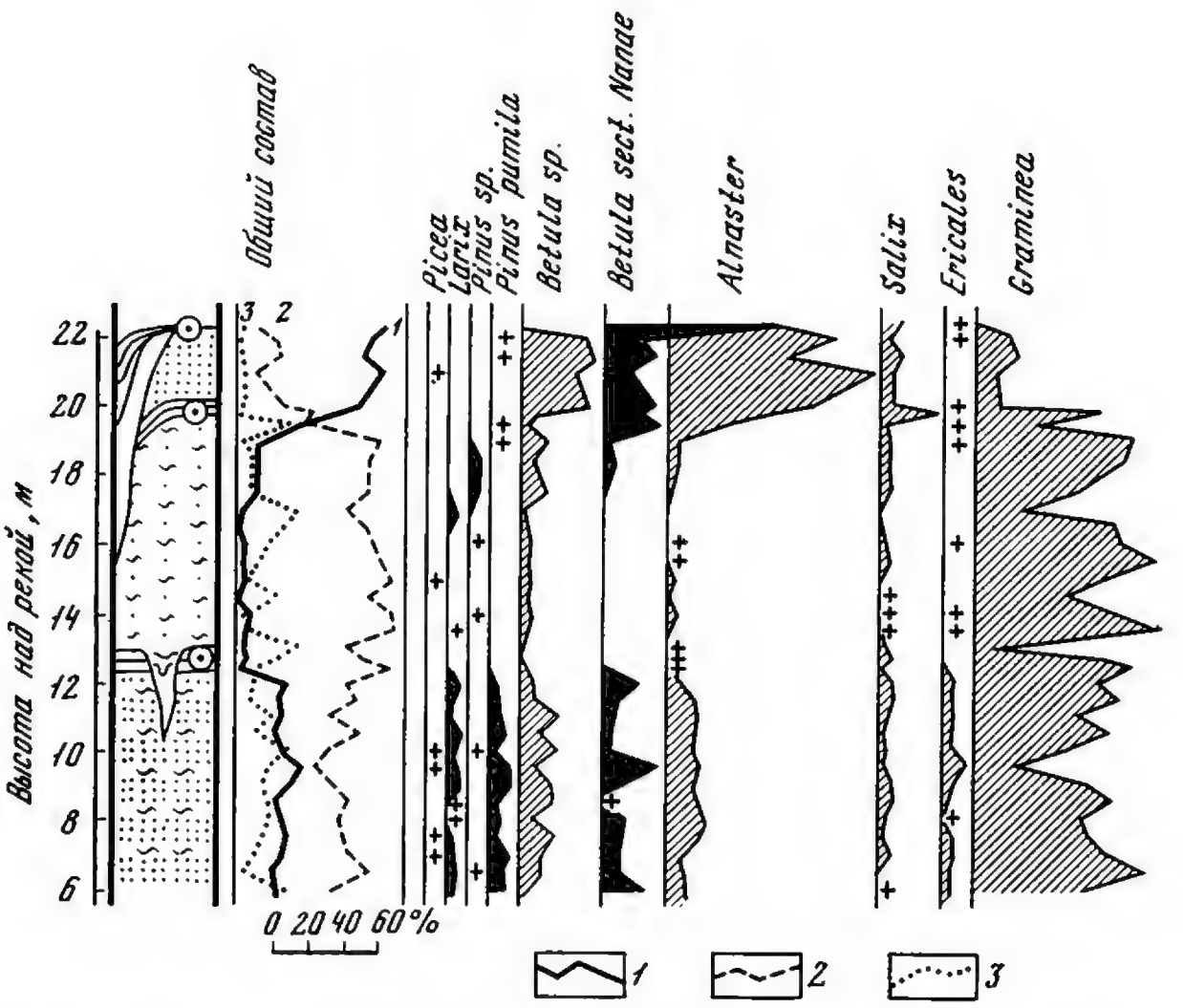


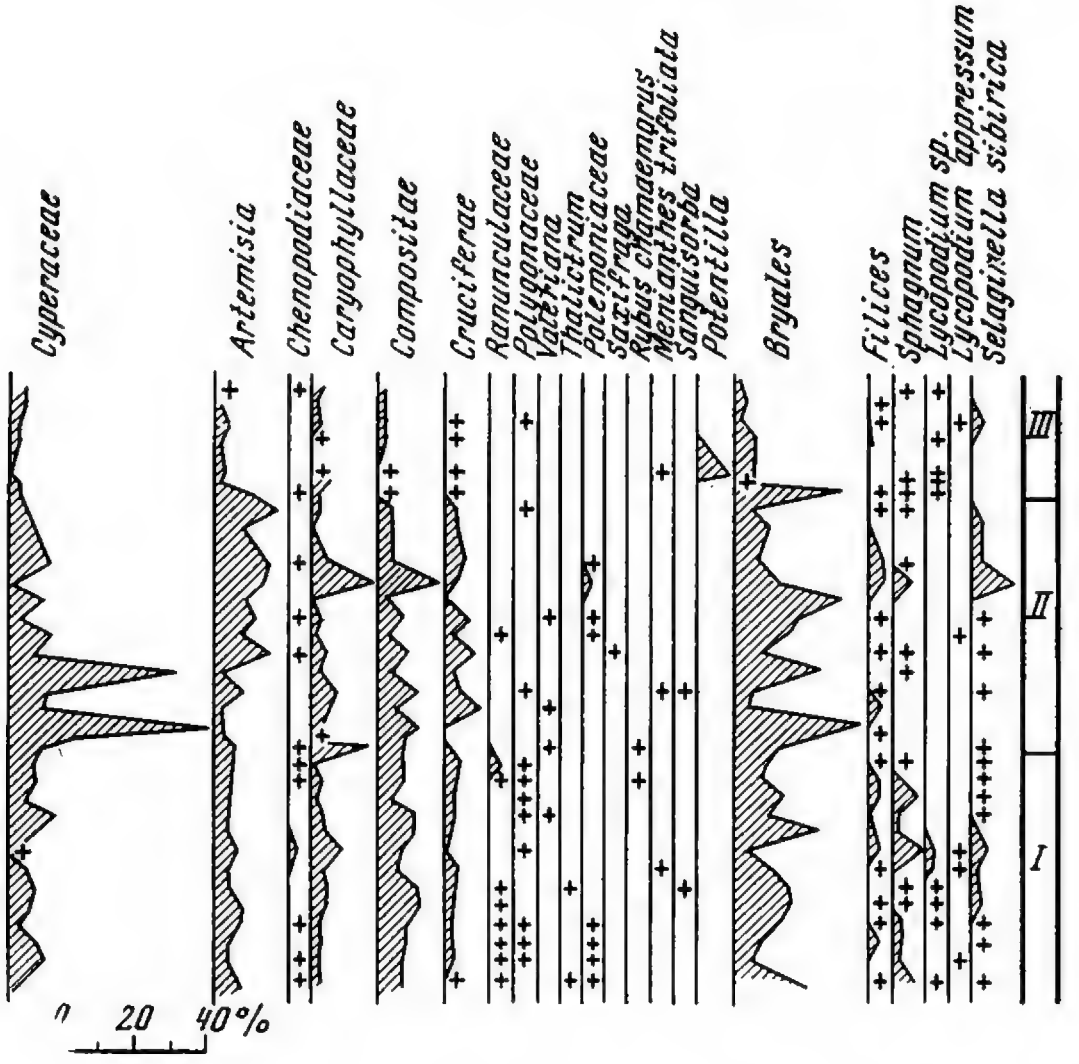
Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков нижней толщи по разрезу АНН-III

Римскими цифрами обозначены выделенные фазы развития растительности. *1* — пыльца древесных и кустарниковых растений; *2* — пыльца травянистых растений; *3* — споры; остальные условные обозначения см. рис. 2

тории. В нижней части разреза (см. рис. 3, фаза I) в спектрах довольно много (до 40%) пыльцы древесных пород и кустарников — лиственницы, древовидной и кустарниковой берез, кедрового стланика, ольховника, ивы[4]. Встречаются единичные зерна ели, скорее всего заносные. Присутствует пыльца вересковых, обильна и разнообразна пыльца травянистых растений, среди которых преобладают злаки, в количестве до 10% отмечается пыльца полыней, единично — лебедовых. Определены единичные пыльцевые зерна влаголюбивых бореальных растений — Rubus chamaemorus, Menyanthes trifoliata. В составе спор господствуют споры зеленых мхов, несколько меньше сфагновых, споры Selaginella sibirica единичны. Подобный состав спектров свидетельствует о растительности лиственнично-березовой лесотундры или редколесий и климатических условиях, близких к современным.

Из нижней части разреза аллаиховской свиты имеется один образец с немногочисленными остатками насекомых (см. рис. 2, разрез АНВ-II, выс. 7—8 м). Из 20 особей жуков (табл. 1) более половины составляет жужелица Curtonotus alpinus Payk.— обитатель сравнительно сухих кустарничково-разнотравных склонов и злаково-разнотравных луговин в тундрах. Интересно присутствие степного листоеда Chrysolina perforata Gebl., связанного с полынями. Участие этих форм в фауне в общем не противоречит спорово-пыльцевым спектрам первой фазы, в кото-

[4] Здесь и далее участие таксонов и их групп в спектрах приводится в процентах к общему числу зерен, подсчитанных в каждом образце.



рых довольно значительную роль играют злаки и полыни, и свидетельствует о существовании мезофитных и ксерофитных травянистых сообществ.

В средней части разреза (см. рис. 3, фаза II) содержание пыльцы деревьев и кустарников резко сокращается и не превышает 10%; доля пыльцы травянистых растений увеличивается так, что она составляет подавляющую часть спектров. Особенно велико количество пыльцы злаков, много осок и разнотравья, заметно возрастает роль пыльцы полыней. Среди спор по-прежнему преобладают споры зеленых мхов, но несколько возрастает роль спор сибирского плаунка.

Растительность этой фазы можно характеризовать как безлесную, тундростепную, а климатические условия как холодные и континентальные. В конце фазы II намечается некоторое смягчение климата, которое фиксируется небольшим возрастанием количества пыльцы деревьев и кустарников (берез, кедрового стланика, ольховника, ивы). По-видимому, на фоне тундростепного ландшафта в наиболее благоприятных условиях местообитания появились лесотундровые ассоциации.

Изучение образца торфа с высоты 12,7 м (нижняя часть пачки с тундростепными спектрами) показало, что он почти целиком состоит из побегов Bryales (табл. 2) и, вероятно, формировался в небольшом болоте тундровой зоны.

Следует заметить, что именно слои, содержащие палинофлору криоксерофитного типа, вмещают псевдоморфозы по крупным ледяным жилам.

В самой верхней части нижней толщи в разрезе АНН-III (см. рис. 3, фаза III) спорово-пыльцевые спектры существенно изменяются. В них преобладает пыльца кустарников, составляющая в сумме с пыльцой деревьев (в основном, древовидных берез) от 55 до 85%. Ведущую роль играет пыльца ольховника, на втором месте — пыльца берез из секции

Таблица 1.

Фауна насекомых Аччагый-Аллаихи

Таксоны и индексы ареалогических групп		Высота над урезом, м							
		7—8	20	19	19,5	21	21,5	21	24
		АНВ-II	АНВ-I	АНН-КС				АНВ-I	
COLEOPTERA									
Carabidae									
Carabus (Diocarabus) truncaticollis Esch.	Гп	—	—	2	2	1	—	—	—
Carabus (Diocarabus) sp.		—	—	—	1	—	—	—	—
Carabus (Megodonthus) vietinghoffi Ad.	Б	—	—	—	—	—	—	1	—
Pelophila borealis Payk.	Б	—	1	—	—	—	—	—	—
Notiophilus aquaticus L.	«Б»	—	—	2	—	—	—	4	1
Blethisa catenaria Brown	Б	—	—	4	1	—	—	—	—
Diacheila polita Fald.	Гп	—	—	1	—	—	—	1	—
Elaphrus ?riparius L.	«Б»	—	—	3	—	—	—	2	—
Bembidion sp. pr. dauricum Motsch.		—	—	5	—	—	1	1	—
Dischirius sp.		—	1	—	—	—	—	—	—
Pterostichus (Derus) sp.		—	—	7	4	3	4	3	7
P. (Cryobius) ?kaninensis Popp.	Гп	—	—	17	22	5	11	6	13
P. (Cryobius) sp. pr. theeli Maekl.	Гп	—	—	—	—	—	—	1	—
P. (Cryobius) ?pinguedineus Esch.	Гп	—	—	4	—	3	—	18	17
P. (Cryobius) ?ventricosus Esch.	Гп	—	1	67	19	7	25	35	36
P. (Cryobius) ?middendorffi Sahlb.	Гп	—	—	9	—	—	—	2	3
P. (Cryobius) ?similis Mnnh.	Гм	—	—	2	—	3	—	—	—
P. (Cryobius) ?brevicornis Kirby	Гп	2	1	64	5	9	1	40	27
P. (Lyperopherus) cancellatus Motsch.	Б	—	1	3	2	—	—	1	1
P. (Lyperopherus) vermiculosus Men.	Гм	—	—	—	—	—	1	—	—
P. (Lyperopherus) costatus Men.	Гм	—	—	11	4	3	4	3	4
P. (Euryperis) sublaevis Sahlb.	Гм	—	—	18	10	6	13	5	8
P. (Euryperis) tundrae Tsch.	Гп	—	—	3	1	1	—	—	3
P. (Euryperis) ?abnormis Sahlb.	Гп	—	—	3	1	—	3	1	3
P. (Euryperis) sp. pr. montanus Motsch.	Гп	—	—	2	—	1	—	1	3
P. (Stereocerus) rubripes Motsch.	Гп	—	—	12	4	2	4	2	3
Curtonotus alpinus Payk.	Гм	11	—	100	60	23	63	52	69
Amara (s. str.) interstitialis Dej.	Б	—	—	—	1	—	—	—	—
Harpalus sp. 1		—	—	11	3	3	2	3	1
Harpalus sp. 2		—	—	—	—	—	1	—	—
Cymindis (Mastus) arcticus Em. et Kryzh.		—	—	1	—	—	—	—	1
Dutiscidae									
Hydroporus spp.		—	6	9	1	—	1	3	7
Gaurodytes spp.		—	1	45	3	3	6	12	5
Colymbetes sp.		—	—	4	4	—	—	1	1
Hydrophilidae									
Helophorus splendidus Sahlb.		—	—	5	—	—	—	2	—
Hydrobius fuscipes F.		1	1	—	—	—	1	1	—
Anisotomidae									
Agathidium sp.		—	—	3	—	—	—	3	2
Silphidae									
Thanatophilus dispar Hbst.		—	—	—	—	—	—	—	1
Catopidae									
Cryocatops poppiusi Jean.		—	—	4	—	2	1	4	1

Таблица 1. (продолжение)

Таксоны и индексы ареалогических групп		Высота над урезом, м							
		7—8	20	19	19,5	21	21,5	21	24
		АНВ-II	АНВ-I		АНН-КС			АНВ-I	
Staphylinidae									
Tachinus sp.		—	—	7	—	1	—	18	1
?Tachiporus sp.		—	—	1	—	—	—	—	—
Omaliinae gen.		—	2	3	—	—	—	1	—
Genus sp.		—	—	—	—	—	—	—	1
Scarabaeidae									
Aphodius sp.	Б	—	—	8	1	1	—	4	1
Byrrhidae									
Simplocaria sp.		—	—	1	—	—	—	—	—
Syncalypta sp. pr. setigera Ill.		—	—	6	1	—	1	1	2
Chrysobyrrhulus rutilans Motsch.		2	—	87	65	34	158	70	50
Byrrhus ?pilula L.	Б	—	—	—	—	—	1	—	—
?Melyridae gen.		—	—	2	—	—	—	1	—
Elateridae		—	—	1	—	—	—	—	—
?Adelocera sp.									
Chrysomelidae									
Donacia aut Plateumaris sp.	Б	—	—	1	—	—	—	1	—
Chrysolina septentrionalis Men.	Э	—	—	1	—	—	6	1	—
Ch. cavigera Sahlb.	Э	—	—	9	6	3	1	4	5
Ch. subsulcata Mnnh.	Э	—	—	9	—	—	13	—	—
Ch. perforata Gebl.	С	3	—	—	1	—	5	1	3
Chrysomela taimyrensis L. Medv.	Э	—	—	1	—	1	1	—	—
Gonioctena ?affinis Gyll.	Б	—	—	1	3	2	—	1	2
Phratora sp.	Б	—	—	1	—	—	—	—	1
Hydrothassa hannoverana F.	«Б»	—	1	2	1	—	—	—	1
Phaedon sp. pr. concinnus Steph.		—	—	2	1	1	—	—	—
Galeruca sp. pr. interrupta Ol.		—	—	—	1	1	1	—	—
Curculionidae									
Phyllobius crassus Motsch.	Б	1	—	28	1	1	7	22	27
Sitona ovipennis Hochh.	С	—	—	20	2	—	1	5	11
Lepyrus nordenskjöldi Faust.	Э	—	—	66	13	12	18	15	27
Phytonomus ornatus Cap., Ph. elongatus Payk.	Гм	—	—	51	5	3	7	22	27
Coniocleonus astragali Ter—Min. et Korot.	С	—	—	2	1	1	—	—	1
Con. vinocurovi Ter—Min. et Korot.	С	—	—	2	3	—	—	—	—
Con. zherichini Ter—Min. et Korot.		—	—	—	1	—	—	—	—
Con. ferrugineus Fahr.	С	—	—	21	6	4	5	3	14
Con. elizabetae Ter—Min. et Korot.	С	—	—	—	—	—	—	—	1
Stephanocleonus eruditus Faust.	С	—	—	36	20	12	14	8	37
St. fossulatus Chevr.	С	—	—	20	6	1	3	4	15
St. foveifrons Chevr.	С	—	—	8	2	—	3	1	10
Stephanocleonus spp.	С	—	—	—	—	—	4	2	3
Cleoninae gen.	«Б»	—	—	1	3	—	—	1	—
Grypus equiseti F.	«Б»	—	—	1	—	—	—	—	—
Notaris bimaculatus F.	Б	—	—	2	—	—	1	—	5
Rhynchaenus arcticus Korot.	Э	—	—	8	—	—	1	8	1
Apion spp.		—	—	4	3	1	1	4	5

Таблица 1. (окончание)

Таксоны и индексы ареалогических групп		Высота над урезом, м							
		7—8	20	19	19,5	21	21,5	21	24
		АНВ-II	АНВ-I		АНН-КС			АНВ-I	
HYMENOPTERA									
Formicidae									
Camponotus herculeanus L.	Б	—	—	1	—	—	—	—	—
Formica (sensu lato) sp.	Б	—	3	—	—	—	—	—	—
Ichneumonidae, Braconidae		+	—	++	++	+	+	++	++
DIPTERA		—	—	—	—	—	—	—	+
HETEROPTERA		—	—	—	—	—	—	+	—

Примечание. Цифры означают количество особей, + — таксон присутствует. ++ таксон обилен. Индексы ареалогических групп: Б — бореальная, «Б» — широко распространенные бореальные виды, Гп — гипоарктическая, Гм — семиарктическая, Э — эварктическая, С — степная. Материалы по долгоносикам обработаны совместно с Б. А. Коротяевым (Зоологический ин-т АН СССР).

Nanae, далее пыльца ив. Из травянистых первое место принадлежит злакам, второе — осокам; содержание пыльцы полыней не более 5%. Количество спор, представленных в основном спорами зеленых мхов, невелико.

Аналогичный состав имеют спорово-пыльцевые спектры всех торфяников, залегающих в самой верхней части нижней толщи и опробованных в разных разрезах — АНВ-II (см. рис. 2, рис. 4, фаза III), АНВ-I, АЛЛ (см. рис. 2). Весьма близки к ним и спектры озерно-болотных осадков аччагыйской свиты [Гитерман, 1963], опробованных Ю. А. Лаврушиным в разрезе АВЛ (см. рис. 1, 2). В некоторых из названных спектров появляется пыльца лиственницы и кедрового стланика, не встреченная в спектрах фазы III разреза АНН-III. Впрочем, лиственница присутствует среди макроостатков растений, собранных нами в том же слое разреза АНН-III.

В образце торфа с высоты 19,5 м (см. табл. 2), помимо остатков мхов и типично болотных трав, определены плодики высокоствольной березы (Betula sect. Albae). Образец древесного торфа с высоты 22,7 м содержит уже достаточно обильные остатки лиственницы, березы, ольховника, ивы в сочетании с болотными мхами, сабельником, кальтой, что указывает на дальнейшее смягчение климатической обстановки. Весьма близкие результаты получены М. Г. Кипиани при изучении образца торфа из аччагыйских осадков разреза АВЛ [Лаврушин, 1963]. В сумме данные по составу спорово-пыльцевых спектров и макрофлоры показывают, что верхняя часть нижней толщи (и озерно-болотные, и песчаные русловые осадки) накопилась в относительно теплую и влажную фазу, в оптимуме которой на данной территории господствовал ландшафт лиственнично-березовой лесотундры или даже северной тайги с обилием болот.

Фауна насекомых верхней части нижней толщи, соответствующей аччагыйской свите, представлена небольшой выборкой из образца торфа, взятого в крупной псевдоморфозе на высоте 20 м в разрезе АНВ-I (см. табл. 1). Все определенные здесь виды относятся к бореальной и гипоарктической ареалогическим группам[5], причем бореальные

[5] При анализе ископаемых фаун насекомых мы придаем решающее значение количественному соотношению видов эварктической, гемиарктической, гипоарктической, бореальной и степной групп, выделяемых на основании особенностей их современного ландшафтно-зонального распределения [Чернов, 1978]. К сожалению, для

Таблица 2.
Ископаемые флоры Аччагый-Аллаихи

Растения	Высота над урезом, м				
	12,7	19,5	22,7	19,0	24,0
	АНН-III			АНН-КС	АНВ-I
Bryophyta					
Mnium sp.	—	+ п.	+ п.	+ п.	—
Bryales	++ п.	++ п.	++ п.	++ п.	+ п.
Sphagnum sp.	—	—	+ л.	—	—
Gymnospermae					
Larix dahurica Turcz.	—	—	4 с. 45 х.	++ с. х. п.	—
Angiospermae					
Sparganium hyperboreum Laest	—	—	—	7 пл.	—
Potamogeton obtusifolius Mert. et Koch.	—	—	—	27 э.	—
P. pectinatus L.	—	—	—	1 э.	—
P. praelongus Wulf.	—	—	—	1 э.	—
P. vaginatus Turcz.	—	—	—	++ э.	—
Gramineae gen. indet.	—	—	—	6 з.	—
Carex cf. saxatilis L.	—	—	—	2 о.	—
Carex sp. sp.	4 о.	—	40 о.	++ о.	2 о.
Heleocharis palustris R. Br.	—	—	—	2 о.	—
Salix sp.	—	—	30 ф. с. к.	—	—
Alnaster fruticosus (Rupr.) Ledeb.	—	—	4 о.	22 кр. 4 ч.	—
Betula alba L.	—	11 о.	1 о. 1 ч.	30 о. 1 ч.	—
B. nana L.	—	—	—	1 о.	—
Rumex acetosella L.	—	—	—	12 о.	1 о.
Caryophyllaceae gen. indet.	2 с.	1 с.	—	7 с.	—
Botrichium sp.	—	—	—	13 пл.	—
Caltha palustris L.	—	1 пл.	3 пл.	2 цл.	—
Halerpestes sp.	—	—	—	1 пл.	—
Ranunculus flammula L.	—	—	—	++ пл.	—
R. hyperboreus Rottb.	—	—	—	6 пл.	—
R. cf. pedatifidus Sm.	—	—	—	5 пл.	—
Ranunculus ex gr. repens L.	—	—	7 пл.	13. пл.	—
Thalictrum sp.	—	—	—	3 ф. пл.	—
Ranunculaceae gen. indet.	—	—	3 ф. пл.	—	—
Papaver cf. anomalum Fedde	—	—	—	6 с.	—
P. nudicaule L.	—	—	—	—	4 с.
Papaveraceae gen. indet.	—	—	—	—	2 с.
Comarum palustre L.	—	12 пл.	70 пл.	16 пл.	—
Dryas octopetala L.	—	—	—	2 ф. л.	1 л.
Potentilla cf. multifida L.	—	—	—	30 пл.	—
Potentilla sp. sp.	1 пл.	—	—	5 пл.	++ пл.
Rubus arcticus L.	—	—	—	3 к.	—
R. chamaemorus L.	—	—	—	1 ф. к.	1 к.
Viola sp.	—	—	7 с.	—	—
Myriophyllum spicatum L.	—	—	—	5 пл.	—
Hippuris vulgaris L.	—	—	1 пл.	28 пл.	—
Oxycoccus quadripetalus Gilib.	—	—	—	—	1 л.
Menyanthes trifoliata L.	—	2 с.	—	1 ф. с.	—
Carpolithus sp.	—	4 с.	—	—	—

Сокращения: ф. — фрагменты, л. — листочки, п. — побеги, с. — семена, х. — хвоинки, о. — орешки, с. к. — семенные коробочки, пл. — плодики, э. — эндокарпы, з. — зерновки, кр. — крылатки, к. — косточки, + — таксон присутствует, ++ — остатки обильны.

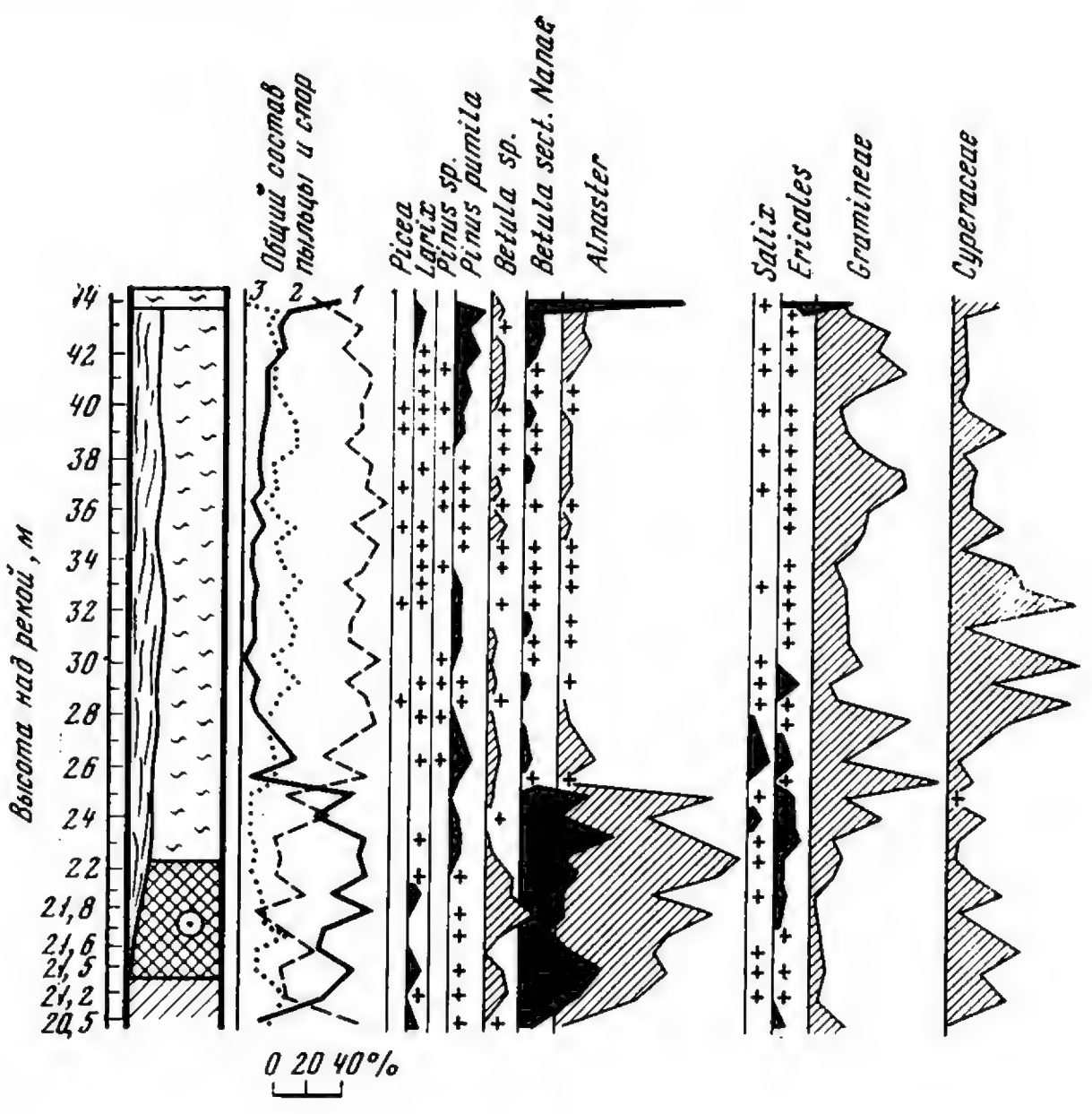


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма осадков верхней толщи и подстилающего торфяника по разрезу АНВ-II

Условные обозначения см. рис. 2 и 3

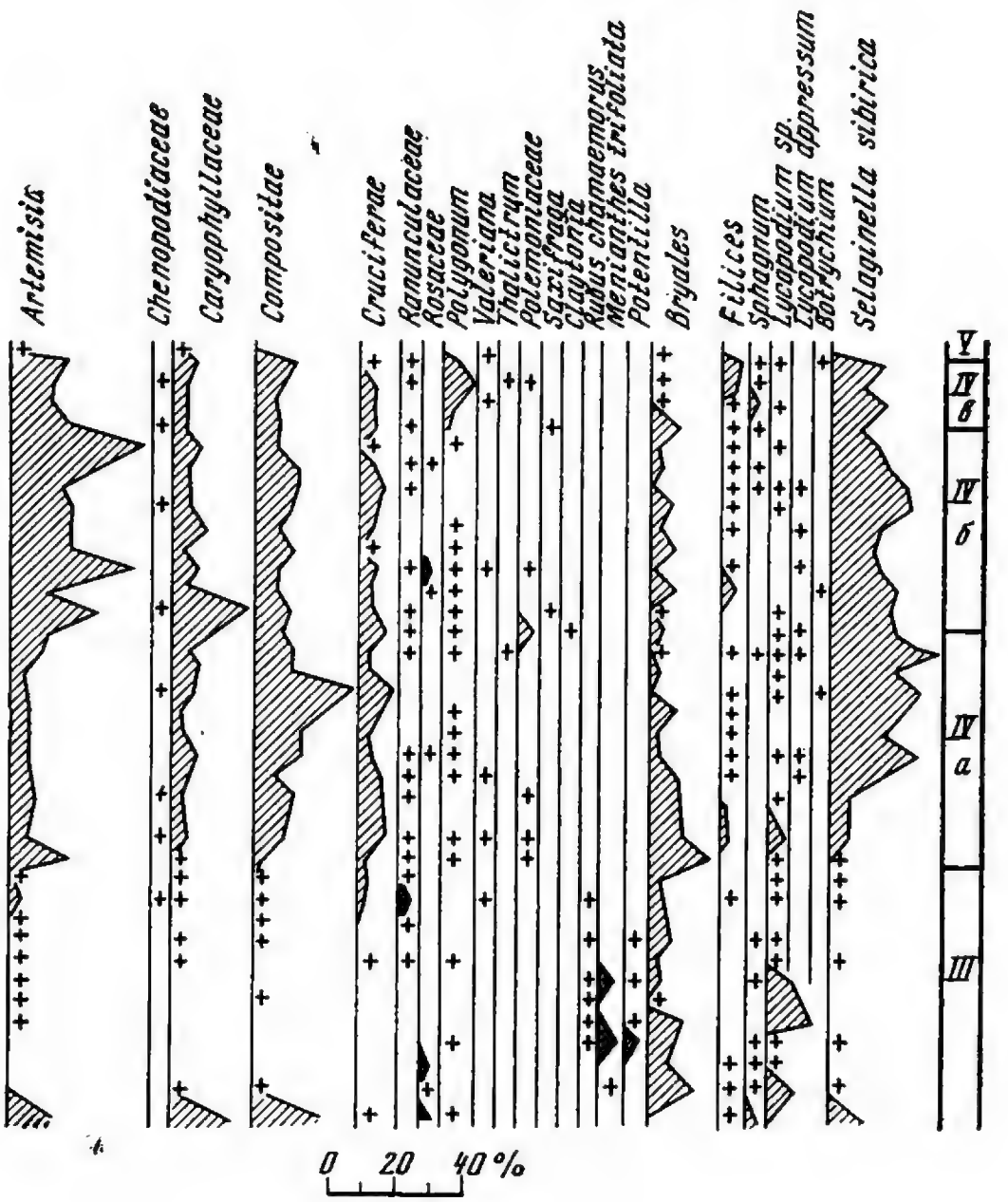
виды заметно преобладают. Характерно присутствие остатков муравьев Formica. Виды степного комплекса отсутствуют. Несмотря на небольшой объем выборки, присутствующие в ней 12 видов насекомых достаточно показательны и позволяют предположить, что ландшафтная обстановка времени накопления вмещающих пород была близка к лесотундровой или даже северотаежной, с большим участием болот. Можно также сделать вывод о значительном смягчении климатических условий по сравнению со временем накопления осадков аллаиховской свиты.

В целом, результаты анализа палинофлоры, карпоидов и других растительных остатков и энтомофауны вполне согласуются между собой и в совокупности свидетельствуют о существенных климатических колебаниях за время накопления нижней толщи. Те же колебания зафиксированы и в криогенном строении отложений.

Фауна млекопитающих и возраст. Остатков млекопитающих в нижней толще найдено немного. В разрезе АНВ-II на высоте 7 м над урезом собраны обломки бивня слона и зубы обского лемминга Lemmus obensis

---

малых выборок, имеющихся по аллаиховской и аччагыйской свитам, приходится ограничиваться качественной характеристикой состава фауны, без подсчета количественных соотношений.



Brants. На бечевнике под разрезом АНВ-I найден нижний зуб кабаллоидной лошади, приближающийся по строению к среднеплейстоценовой Equus caballus subsp. с р. М. Анюй [Шер, 1971]. В разрезе АНН-КС на высоте около 18 м над урезом, соответствующей концу криоксеротической фазы в разрезе АНН-III, обнаружен фрагмент лучевой кости сайги (Saiga sp.). На сегодняшний день это — наиболее древняя находка остатков сайги на Приморской низменности in situ. Участие сайги в фауне верхней части разреза аллаиховской свиты полностью согласуется с выводами о господстве криоксеротических условий во время накопления этих осадков, сделанными на основании палеоботанических данных.

Примерно в этом же месте в разрезе АНН-КС найдена плечевая кость мелкой формы лошади с некоторыми архаичными признаками.

К сожалению, эти немногочисленные находки остатков млекопитающих в нижней толще не позволяют пока уточнить ее возраст.

Из торфяников нижней толщи получены радиоуглеродные датировки, размещение и возраст которых показаны на рис. 2. Полученные даты в основном имеют конечный возраст в диапазоне 45 000—28 000 лет назад, то есть укладываются в теплый каргинский интервал позднего плейстоцена. Все эти даты относятся к торфяникам, залегающим в верхней части нижней толщи и принадлежащим аччагыйской свите (сомнительно только положение торфяника в разрезе АНН-I). Лишь образец, происходящий из торфяника аллаиховской свиты на высоте 13 м, оказался запредельным — более 41 000 лет назад (ГИН-1670).

ВЕРХНЯЯ ТОЛЩА (ЕДОМНАЯ СВИТА И ПОКРОВНЫЙ СЛОЙ)

Литология и криогенное строение. Едомная свита в изученных обнажениях имеет мощность до 25 м. Она вскрывается в ряде цирков, местами целиком, но чаще фрагментами. Наиболее полно изучены разрезы АНВ-I, АНВ-II и АНН-I (см. рис. 1, 2).

В разрезе АНВ-II, как и в ряде других (АЛЛ, АНН-I), едомную свиту подстилает торфяник мощностью 1—1,2 м. В разрезе АНВ-I едомная свита залегает на серо-голубых озерных суглинках, выполняющих вместе с торфом и древесиной крупные псевдоморфозы по ледяным жилам. Здесь контакт едомных алевритов и аччагыйских озерных суглинков довольно сильно наклонен к реке, а торф, залегающий в псевдоморфозах крупными кусками, на контакте толщ отсутствует. Поэтому можно предполагать, что накоплению едомной свиты предшествовал (по крайне мере, локально) размыв аччагыйских осадков.

При общем единстве, заключающемся в наличии мощных полигонально-жильных льдов, отложения едомной свиты испытывают по разрезу и по простиранию некоторые изменения. В наиболее полном разрезе АНВ-I свита подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка едомной свиты залегает здесь на высоте от 20 до 23 м и, по-видимому, выполняет эрозионное понижение в кровле аччагыйской свиты. В основании ее залегают серо-коричневые алевриты, отличительная черта которых — чрезвычайно высокая льдистость пород в блоках между ледяными жилами. Здесь преобладают атакситовые криотекстуры; прослеживается ритмическое чередование по вертикали слоев с большей и меньшей льдистостью, измеряемых несколькими сантиметрами, то-есть строение пачки типично для сингенетически промерзавших осадков. На небольшом протяжении в пачке прослеживаются изменения: в одной стенке цирка алевриты имеют неясную горизонтальную слоистость и насыщены корешками трав; в противоположной стенке в пачке видны следы размывов и слои налегают друг на друга косо, со срезом. Здесь породы содержат много кусков аллохтонного торфа, местами дернины с травой, сохранившей зеленый цвет. Здесь же захоронено много костей млекопитающих с остатками мягких тканей, причем некоторые из них — в сочленении (позвонки бизона). Эти признаки говорят о быстром (до катастрофического) накоплении потоковых осадков.

В льдистых алевритах содержатся крупные (шириной 2—3 м) ледяные жилы, у контактов с которыми вмещающие слои очень круто загибаются вверх, образуя «ящикообразные» структуры. Характер осадков и криогенное строение льдистой пачки дают возможность предположить ее накопление в обводненной старичной ложбине, периодически занимаемой речным потоком. Описанные высокольдистые алевриты встречены также в разрезе на р. Аллаиха (см. рис. 2, АЛЛ).

В разрезе АНВ-I на льдистых алевритах лежит линза песков мощностью 1,5 м. Песок мелко- и среднезернистый, серо-коричневый, содержит много мелкого гравия, часть которого представлена окатышами глинистой породы. Накопление песков связано очевидно с русловым перемывом лежащих ниже осадков. Пески имеют базальную криотекстуру и очень круто выжаты вверх у ледяных жил. Генетически они вероятно связаны с той же старичной ложбиной, что и льдистые алевриты, чем объясняется и их высокая льдистость. Пески быстро выклиниваются по простиранию.

Аналогичная линза песков, включающих мелкий гравий и окатыши алевритов, обнаружена в разрезе АНН-КС, где пески имеют мощность

не менее 2,5 м и выполняют углубление в кровле аччагыйской свиты. Пески обнажаются на вершине одного из байджарахов, возвышающихся в днище термокарстового цирка и образовавшихся после вытаивания нижних концов ледяных жил едомной свиты. Таким образом, пески залегают на уровне нижних концов ледяных жил и перекрывают осадки аччагыйской свиты, то есть их стратиграфическое положение аналогично пескам с гравием в разрезе АНВ-I, с той разницей, что выполняемая ими ложбина в разрезе АНН-КС врезана чуть глубже и в ней отсутствует слой сильно льдистых алевритов.

Верхняя пачка едомной свиты, составляющая основную часть разреза едомной свиты, сложена серо-коричневыми алевритами, в которых преобладает горизонтальная слоистость. В некоторых случаях в основании верхней пачки лежит слой алевритов мощностью 3—4 м с четко выраженной потоковой слоистостью (АНВ-I). Алевриты этого слоя включают линзочки торфяного детрита и слойки наилка толщиной до 1 см. Слоистость косоволнистая, местами плойчатая, выше постепенно сменяется горизонтальной.

Горизонтальная слоистость алевритов верхней пачки едомной свиты создается разными оттенками цвета, разной плотностью слоев, связанной, по-видимому, с отличиями в гранулометрическом составе осадков. Мощность слойков—1—3, реже до 5 см. В целом алевриты верхней пачки производят впечатление весьма монотонных, но на этом фоне местами встречаются слои мощностью 1—1,5 м, в которых серии слойков имеют слабый, но вполне заметный наклон. Такие серии отделяются от выше- и нижележащих четким срезом. В разрезе АНН-I слоистость алевритов неясная, создаваемая оттенками цвета, связанными с разной гумусированностью породы. Подобная слоистость описана Ю. А. Лаврушиным, который назвал такие осадки «толстослоистыми алевритами» и связал их накопление с прирусловыми отмелями, справедливо отметив, что в этих осадках отсутствуют загибы слоев вверх у контактов с ледяными жилами.

Описанные черты слоистости указывают на аллювиальный генезис осадков едомной свиты. Следует отметить, что в верхней, довольно монотонной пачке едомной свиты присутствуют не только пойменные, но, по-видимому, и русловые фации аллювия.

Льдистость пород в блоках между ледяными жилами верхней пачки едомной свиты несравненно меньше, чем в нижней пачке. Криотекстуры здесь образованы исключительно очень мелкими линзочками льда толщиной 0,5—1 мм, которые обычно образуют ритмически повторяющиеся в разрезе сгущения. Местами эти текстуры замещаются массивными (разрез АНН-I). Повсеместно прослеживается убывание льдистости в блоках с высотой, отраженное на кривых суммарной влажности (см. рис. 2, разрезы АНВ-I и АНН-I). Ледяные жилы имеют здесь ширину от 1 до 2,5 м и расположены на расстоянии 6—8 м друг от друга. В самой верхней части разреза сеть ледяных жил сгущается — блоки между крупными жилами расчленены жилами шириной 0,2—0,5 м, отстоящими друг от друга на 1,5—2 м. Таким образом, параллельно с убыванием льдистости пород в блоках снизу вверх по разрезу едомной свиты прослеживается возрастание макрольдистости пород за счет сгущения решетки ледяных жил. Эти изменения не связаны с изменениями в составе пород, который, согласно данным гранулометрического анализа, по всему разрезу и в разных разрезах достаточно однороден.

Покровный слой. Самая верхняя часть всех разрезов едомной свиты на Аччагый-Аллаиха (1—2 м от поверхности), независимо от их высоты, представляет собой слой алевритов с чрезвычайно высокой

льдистостью (с «поясковыми» криотекстурами). Подошва этого слоя срезает крупные ледяные жилы едомной свиты. Слой залегает на разных высотах, как бы облекая неровности рельефа. Этот слой отмечается на всех известных нам разрезах едомной свиты Приморской низменности; мы называем его покровным слоем. Более детальная характеристика этого слоя приведена в описании обнажения Дуванный яр на Колыме [Каплина и др., 1978].

Палеоклиматические данные. Нижняя пачка едомной свиты содержит обильные остатки насекомых. Имеется 4 образца, отмытых через 0,5 м по вертикали из песков в разрезе АНН-КС, и по одному образцу из косослоистых алевритов с остатками дернины и из песков с гравием в разрезе АНВ-I (см. рис. 2). Последний образец характеризует самую верхнюю часть нижней пачки. В среднем изученные образцы содержат около 400 особей насекомых (в основном жуков) каждый. Фауна этих образцов достаточно однородна и характеризуется полным набором ареалогических группировок видов (см. табл. 1). Наиболее обильны среди них гемиаркты (в среднем 32%) и гипоаркты (28%), далее идут степные (18%), эварктические (12%) и бореальные (8%) формы. Однако на фоне общего сходства прослеживаются некоторые тенденции изменения фауны по разрезу нижней пачки. В очень близких друг к другу фаунах из разреза АНН-КС снизу вверх постепенно сокращается участие бореальных и гипоарктических элементов за счет возрастания роли Chrysobyrrhulus rutilans Motsch.[6] В самом верхнем образце (пески с гравием, разрез АНВ-I, высота 24 м) значительно возрастает роль видов степной группировки, имеющей здесь равное участие в фауне с гипоарктами и гемиарктами.

При палеоклиматической интерпретации энтомофаун нижней пачки обращает на себя внимание их сложный комплексный состав. Преобладание видов гемиарктической и гипоарктической групп свидетельствует, вероятно, о близости древних ландшафтных условий к условиям пограничной полосы современных тундр и лесотундр. Примерно здесь же проходит северный предел распространения большинства бореальных видов. Однако специфика ископаемой фауны состоит в обилии степных видов. Их современное распространение ограничено в основном степными и горностепными районами Сибири и Монголии, на севере они встречаются исключительно локально по экстразональным участкам степного типа, продвигаясь в основном до района Верхоянска [Коротяев, 1977; Берман, 1974]. Обилие степных видов в отложениях нижней пачки, особенно вверху этой пачки, указывает на значительно бóльшую, чем ныне, роль ксерофитных ассоциаций степного облика и более высокую степень аридизации климата.

В целом энтомофауна нижней пачки свидетельствует о довольно суровом и сухом климате и комплексном безлесном ландшафте с широким участием гипоарктических ассоциаций с одной стороны и ксерофитных ассоциаций тундростепного (в широком смысле) типа с другой. Указаний на присутствие древесной растительности энтомофауна не содержит, хотя кустарники были распространены, по-видимому, достаточно широко.

Очень важно отметить, что снизу вверх по разрезу пачки отмечается изменение климатических условий от относительно более мягких к более суровым и контрастным, сопровождающееся нарастанием ксеротизации и приближением к типичной картине криоксеротической обстановки.

[6] Современное распространение и экология этого жука-пилильщика недостаточно ясны, но уже давно подмечена его исключительно высокая численность в энтомофаунах, отражающих криоксеротические условия [Киселев, 1974; Каплина и др., 1978].

Из самого нижнего слоя песков нижней пачки в разрезе АНН-КС (высота 19 м) изучена богатая выборка растительных остатков (см. табл. 2). Здесь особенно примечательно обилие остатков лиственницы, а также высокоствольной березы и ольховника. Эта флора характеризует северотаежный ландшафт. Обращает на себя внимание некоторое несоответствие между составом флоры и фауны насекомых из того же образца, проявляющееся в отсутствии в последней форм, трофически связанных с древесной растительностью. Этот факт не поддается убедительному объяснению. Можно только предположить, что это объясняется либо тафономическими причинами, либо перемывом части растительного детрита из подстилающих аччагыйских осадков, непосредственно над контактом с которыми отобран образец. Тем не менее, возможный диапазон реконструкции ландшафтов базального слоя нижней пачки не выходит за пределы Гипоарктики.

Отбор спорово-пыльцевых образцов из едомной свиты производился по разрезу АНВ-II (см. рис. 2, 4), где характерные литологические разности нижней пачки не выражены. В нижней части разреза залегает торфяник, относимый к аччагыйской свите. Его спорово-пыльцевые спектры полностью соответствуют спектрам аччагыйских осадков в других разрезах (см. рис. 3). На торфянике лежат алевриты едомной свиты с жильными льдами, в нижней части (3—4 м над торфом) несколько более льдистые, чем выше. В этом интервале спорово-пыльцевые спектры весьма близки к спектрам подстилающего торфяника — с преобладанием пыльцы кустарников при ведущей роли пыльцы ольховника и берез секции Nanae. Некоторое похолодание отмечается по уменьшению количества пыльцы древовидных берез. Эти спектры характеризуют растительность гипоарктического редколесья или кустарниковой тундры, существовавшую при климате, близком к современному.

Принимая во внимание, что сходная тенденция намечается по изменению энтомофауны по разрезу нижней пачки, можно предполагать, что алевриты с повышенной льдистостью, залегающие на торфянике в разрезе АНВ-II, соответствуют нижней пачке едомной свиты в разрезе АНВ-I.

Спорово-пыльцевая диаграмма верхней пачки едомной свиты разделяется на три несколько отличные фазы. В интервале 25—34 м над урезом (см. рис. 4, фаза IVа) в спектрах господствует пыльца травянистых растений, среди которых преобладает пыльца осок и злаков, по сравнению с фазой III увеличивается роль полыней, резко возрастает содержание спор сибирского плаунка. Растительность в этой фазе была тундровой и тундростепной, с чередованием более влажных и более сухих местообитаний. Климат был холоднее и суше современного.

Выше по разрезу (см. рис. 4, фаза IVб) в спектрах сохраняется преобладание пыльцы трав, но существенно возрастает содержание пыльцы полыней. Эта фаза характеризует максимальное развитие растительности тундростепного типа, существовавшей в условиях наиболее сухого и холодного климата за все время накопления едомной свиты. Отмечается сходство спектров со спектрами фазы II (аллаиховская свита), однако в тундростепной фазе едомной свиты значительно ярче выражена роль полыней и сибирского плаунка, что, по-видимому, отражает бо́льшую суровость климата фазы IVб по сравнению с фазой II.

В самой верхней части едомной свиты (см. рис. 4, фаза IVв) постепенно возрастает содержание пыльцы деревьев и кустарников за счет некоторого увеличения роли пыльцы кедрового стланика, ольховника,

лиственницы и берез. Среди трав заметно сокращается участие полыней. Меняется состав спор: появляются споры папоротников и сфагновых мхов, тогда как роль Selaginella sibirica сокращается. Растительность этой фазы была более мезофильной, чем предыдущей, и представляла, сочетание заболоченных тундр с тундростепными ассоциациями.

Следует отметить почти постоянное, проходящее сквозь всю диаграмму, присутствие в спектрах единичных зерен пыльцы лиственницы, кедрового стланика и древовидной березы, а в отдельных спектрах — и ели. Последняя, несомненно, является заносной; что касается единичных зерен пыльцы других древесных пород в спектрах тундростепного типа, остается неясным, отражает ли их присутствие реальное существование этих пород в фитоценозах.

Таким образом, в рассмотренной диаграмме едомной свиты представлены изменения растительности от лесотундры через умеренно влажную тундру к тундростепям с последующим возвратом к более мезофильным условиям. Выделение этих фаз возможно далеко не в каждом разрезе едомной свиты; обычно в разрезе представлена какая-либо одна фаза.

В покровном слое резко возрастает роль пыльцы кустарников и кустарничков, в первую очередь березы секции Nanae, вересковых, а также осоковых (см. рис. 4). Слой фиксирует заметное изменение растительности, вызванное потеплением и увлажнением климата, что согласуется с криогенным строением слоя, отражающим протаивание едомных осадков.

Фауна млекопитающих и возраст. Отложения нижней пачки едомной свиты содержат многочисленные остатки млекопитающих. В разрезе АНВ-I кости найдены и в косослоистых алевритах с остатками дернины, и в песках с гравием (см. рис. 2). Здесь костеносный слой наблюдался в мерзлом состоянии. Большинство костей имеют светло-желтый цвет и очень «свежую» сохранность. Встречаются и красноватые кости, также «свежей» сохранности. И тот, и другой типы сохранности обычны для материала из едомной свиты. Имеются находки костей в сочленении, с остатками мягких тканей и костного мозга. Среди собранных остатков определены кости зайца Lepus sp., обского лемминга Lemmus obensis, копытного лемминга Dicrostonyx cf. simplicior, полевок Clethrionomys sp. и Microtus sp., мамонта Mammuthus primigenius, лошади Equus (Equus) sp., северного оленя Rangifer tarandus и бизона Bison priscus (остатки последнего резко преобладают среди костей крупных млекопитающих).

В песках с гравием в разрезе АНН-КС преобладают красноватые кости, но наряду с ними есть и светло-желтые. И те и другие имеют свежую сохранность. Преобладание красноватой окраски может быть объяснено несколько иными условиями захоронения или вторичным изменением костного вещества в данном разрезе, неоднократно подвергавшемся оттаиванию и промерзанию. Помимо уже названных видов, в этом разрезе найдены также остатки суслика Citellus sp. и пещерной кошки Felis cf. spelaea Gold.

Среди костных остатков обоих разрезов наиболее многочисленны и показательны остатки копытных леммингов. В костеносном слое разреза АНН-КС собрано более 200 зубов Dicrostonyx, в том числе 41 наиболее диагностичных верхних коренных M^1. Из них 35 зубов, то есть 85%, имеют морфотип Dicrostonyx simplicior; 4 зуба (10%) — морфотип D. gulielmi и 2 зуба (5%) — морфотип D. torquatus. В костеносном слое разреза АНВ-I серия зубов Dicrostonyx значительно меньше, но среди M^1 там так же резко преобладает морфотип D. simplicior (7 зубов), 2 зуба имеют морфотип D. gulielmi и лишь 1 — морфотип D. torquatus.

Резкое преобладание морфотипа D. simplicior (81%) при небольшой доле участия морфотипа D. gulielmi (19%) характерно для фауны Кипиево I в низовьях Печоры [Гуслицер, Исайчев, 1976]. Эта фауна найдена под мореной московского оледенения и достоверно относится ко второй половине среднего плейстоцена. Однако в фауне Кипиево I морфотип D. torquatus среди зубов M^1 еще отсутствует. Первое появление его отмечено в фауне Кипиево II, собранной над московской мореной и относимой к концу среднего — началу позднего плейстоцена [Исайчев, 1975]. Но роль морфотипа D. simplicior на M^1 в фауне Кипиево II значительно сокращается (до 26%) по сравнению с фаунами Кипиево I и Аллаиха, а преобладает позднеплейстоценовый морфотип D. gulielmi (60%). В позднеплейстоценовых фаунах участие морфотипа D. simplicior сокращается до 15% (например, в фауне Черемошник, залегающей непосредственно на микулинских отложениях), а в фаунах, относимых ко второй половине позднего плейстоцена, этот морфотип исчезает полностью (например, в позднепалеолитической стоянке Елисеевичи) [Агаджанян, 1976].

В рамках этой последовательности место аллаиховской фауны фиксируется между фаунами Кипиево I и Кипиево II. Строго говоря, некоторая неопределенность датировки последней не позволяет исключить, что аллаиховская фауна относится к самому началу позднего плейстоцена, однако это представляется нам маловероятным. Структура аллаиховской серии зубов в целом типично среднеплейстоценовая, с резким преобладанием морфотипа D. simplicior, количество которого такое же, как в Кипиево I. Появление в аллаиховской фауне в небольшом количестве морфотипа D. torquatus среди M^1 можно предположительно объяснить более ранним возникновением прогрессивных элементов в строении зубной системы, характерным для популяций, занимавших область становления копытных леммингов, каковой была территория Берингиды.

Из других форм млекопитающих, используемых для возрастных определений, остановимся на лошадях и мамонтах. Небольшой фрагментарный материал по лошадям говорит только о том, что он принадлежит мелкой и, по-видимому, достаточно прогрессивной форме. Нижняя челюсть мамонта, найденная в разрезе АНВ-I вместе с остатками грызунов (высота 24 м), имеет типично мамонтовые черты. Вместе с тем, характеристика последних нижних зубов показывает, что данный экземпляр отличается от наиболее прогрессивных морфотипов Mammuthus primigenius и довольно близок к так называемому «мамонту раннего типа». M^3 имеет 22(23) пластины, средняя длина одной пластины 10,5 мм, средняя частота пластин 9,5 на 10 см. Фигура стирания — с четко выраженным срединным расширением, присущим зубам более древних слонов этого региона.

Как видно из приведенной характеристики, материал по крупным млекопитающим слишком невелик, чтобы всерьез подтвердить или опровергнуть вывод о возрасте нижней пачки едомной свиты, сделанный по многочисленным остаткам копытных леммингов. Если можно считать, что остатки мамонта не противоречат этому выводу, то в отношении лошадей принято думать, что в среднем плейстоцене они были представлены крупной кабаллоидной формой. Но так как среднеплейстоценовые фауны Приморской низменности изучены слабо, можно предполагать, что в данном разрезе впервые встречена ранее неизвестная среднеплейстоценовая фауна, более молодая, чем фауна уткинских слоев, и поэтому имеющая еще большее сходство с фауной позднего плейстоцена.

Вывод о среднеплейстоценовом возрасте фауны нижней пачки едомной свиты находится в противоречии с данными радиоуглеродного

анализа. По крайней мере 5 датировок по образцам, отобранным заведомо под костеносным слоем, дали радиоуглеродный возраст в пределах 31 000—45 000 лет назад. Даты, полученные в разных лабораториях, удовлетворительно согласуются между собой и закономерно ложатся по разрезу. Учитывая это обстоятельство, мы должны особенно строго рассмотреть обоснованность возрастной датировки фауны и ее синхронности с вмещающими осадками.

Прежде всего, возникает вопрос: не могут ли остатки грызунов, найденные в костеносном слое разрезов АНВ-I и АНН-КС в относительно грубых осадках, залегающих фактически на контакте аччагыйской и едомной свит, оказаться переотложенными из более древних горизонтов? Как уже отмечалось, остатки леммингов имеют несколько различную сохранность. Однако, преобладающая часть зубов с архаичным морфотипом имеет самую «свежую» сохранность и светло-желтую окраску, а более темноокрашенные зубы морфологически никак не выделяются. Это заставляет думать, что различия в окраске костей связаны только с условиями захоронения (что наблюдается и на крупных костях), а вся фауна в целом синхронна осадкам. Среди материала встречены отдельные фрагменты зубов и костей, сохранность которых позволяет предположить, что они переотложены из более древних горизонтов. Однако таких фрагментов очень мало, они не поддаются видовому определению и не влияют на вывод о возрасте фауны.

Серьезный аргумент против переотложения леммингoвой фауны из более древних толщ — присутствие в коллекции фрагментов черепов с сохранившимися в альвеолах зубами. Такие остатки, причем с M^1 типа D. simplicior, имеются во всех пробах. В период захоронения, пока еще не разложились мягкие ткани, эти черепа могли переноситься водой, однако при вторичном переотложении большинство зубов, свободно сидящих в челюсти, неминуемо должно было выпасть.

Наконец, мы должны критически рассмотреть еще одно предположение: что среднеплейстоценовый уровень развития зубной системы копытных леммингов на Приморской низменности сохранялся значительно дольше, чем на Печоре или Алдане. Однако этому противоречит присутствие на Приморской низменности отложений, вмещающих остатки всех эволюционных стадий развития Dicrostonyx — от наиболее примитивного D. renidens в верхней части разреза олёрской свиты через D. cf. simplicior в среднеплейстоценовых уткинских слоях на р. М. Анюй к прогрессивной форме с сочетанием морфотипов D. gulielmi и D. torquatus в основании едомного разреза Воронцовского яра на Индигирке и весьма прогрессивному D. torquatus современного облика в верхней части толщи Сыпного яра на Индигирке. Таким образом, копытные лемминги Приморской низменности развивались в той же эволюционной последовательности, что и на севере Европейской части СССР, и на юге Якутии, причем, судя по сопутствующей фауне, эти эволюционные этапы были в основном синхронны по всему ареалу Dicrostonyx.

Таким образом, рассмотрев и отбросив все другие возможности, мы приходим к выводу, что остатки наиболее широко представленного в фауне вида синхронны вмещающим осадкам и свидетельствуют о том, что их возраст, судя по всем имеющимся данным, не моложе среднего плейстоцена.

В отложениях верхней пачки едомной свиты на р. Аччагый-Аллаиха обнаружены остатки мелкой кабаллоидной лошади, бизона, волка, очень крупного медведя. В свете данных, полученных по нижней пачке, эти остатки не могут определенно указывать на возраст верхней части едомной свиты в данном разрезе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные, полученные по разрезу рыхлых отложений на р. Аллаиха, показывают, что этот разрез запечатлел несколько этапов эволюции природной среды в плейстоцене. Так, накопление видимой части разреза аллаиховской свиты началось в обстановке лесотундры, существовавшей в условиях континентального достаточно сухого климата и развития многолетнемерзлых пород. В ходе накопления осадков нарастало похолодание и иссушение климата, в пессимуме ландшафты приняли тундростепной характер, происходил активный рост полигонально-жильных льдов. Затем существенно смягчаются климатические условия, что вызывает вторичное появление древесной растительности и значительное распространение болот. Преобладают ландшафты лиственнично-березовой лесотундры или даже северной тайги. Отложения аччагыйской свиты, соответствующие этой фазе, фиксируют интенсивное, хотя и не сплошное, протаивание многолетнемерзлых пород. Это протаивание придало своеобразный облик нижней толще, обусловленный низкой льдистостью ее осадков и преобладанием эпигенетических криогенных текстур.

Нижняя пачка едомной свиты начинает формироваться еще в довольно мягких условиях, однако в процессе ее накопления быстро нарастает суровость и сухость климата и происходит изменение растительности от лесотундры к кустарниковым тундрам и тундростепям. Сходство палеоклиматической характеристики верхов нижней толщи и базальной части верхней толщи (едомной свиты), а также сравнительно плавное и закономерное изменение спорово-пыльцевых спектров в этой части разреза позволяют предполагать, что мы здесь имеем дело с одной и той же фазой потепления и смягчения климата. Однако с полной уверенностью этого утверждать нельзя, так как по контакту нижней и верхней толщ имеются следы размыва, и не исключено случайное наложение друг на друга двух похожих теплых фаз.

Выше по разрезу едомной свиты происходит дальнейшее изменение условий в сторону типичной криоксеротической обстановки и формирования наиболее холодного и сухого варианта тундростепей. Верхняя часть видимого разреза едомной свиты запечатлела, по-видимому, начало новой фазы смягчения климата.

Таким образом, разрез на Аччагый-Аллаихе отражает неоднократную смену климатических и ландшафтных условий этого района. Полученные данные позволяют думать, что установленная здесь климатическая кривая с тремя относительно теплыми и двумя холодными фазами может иметь региональное значение для всей Приморской низменности.

Многочисленные остатки млекопитающих, собранные в средней части разреза, и, судя по всему, синхронные вмещающим осадкам, характеризуют новый, ранее не известный на Приморской низменности этап развития фауны млекопитающих. Сопоставление с другими фаунами этого региона и других регионов Северной Евразии показывает, что эта фауна скорее всего не моложе конца среднего плейстоцена. То обстоятельство, что фауна приурочена ко второй половине относительно теплой фазы, затрудняет ее сопоставление с общепринятой стратиграфической шкалой плейстоцена, в которой, как известно, концу среднего плейстоцена отвечает холодный тазовский или московский интервал. Если все же проводить такое сопоставление, то слои с фауной Dicrostonyx cf. simplicior придется относить к концу мессовского — началу тазовского времени, что в общем согласуется с большой близостью этой фауны к раннемосковской фауне Кипиево I. В этом случае осадки верхней пачки едомной свиты в данном разрезе, связан-

ные с нижней костеносной пачкой непрерывным переходом, должны иметь тазовский возраст, а отложения аллаиховской свиты — самаровский. Нетрудно заметить, что эта возрастная трактовка полностью совпадает с той, что в свое время предполагалась Ю. А. Лаврушиным [1963]. Другой вариант интерпретации возраста разреза — отнесение костеносного горизонта к казанцевскому времени и соответственно едомной свиты (верхней пачки) к зырянскому, а аллаиховской — к тазовскому — полностью не исключен, однако представляется маловероятным, исходя из эволюционного положения фауны с Dicrostonyx cf. simplicior. Следует, однако, подчеркнуть, что сопоставление горизонтов данного разреза с Сибирской стратиграфической шкалой носит формальный и весьма условный характер.

В последнее время появился ряд публикаций, в которых говорится о сартанском возрасте едомной свиты в некоторых разрезах Приморской низменности [Ложкин, 1977; Томирдиаро, 1975; Каплина и др., 1978; и др]. В разрезе на Аччагый-Аллаихе эта свита имеет более древний возраст при любом из двух названных вариантов трактовки возраста разреза. Не исключено, что осадки этой своеобразной формации накапливались на обширной Приморской низменности в достаточно широком временно́м интервале, как это ранее предполагали некоторые исследователи [Втюрин и др., 1957; Баранова, Бискэ, 1964].

Следует заметить, что при изучении разреза на Аччагый-Аллаихе установлено резкое несоответствие данных радиоуглеродного анализа и фауны млекопитающих, которая в данном разрезе весьма многочисленна и не вызывает сомнений в отношении привязки к разрезу и синхронности вмещающим осадкам. Объяснение этого несоответствия должно быть, по-видимому, предметом дальнейших исследований. Однако этот факт призывает к осторожности в оценке возраста едомной свиты по одним только радиоуглеродным датировкам, без привлечения надежных палеонтологических данных.

В заключение заметим, что аллаиховская леммингова фауна представляет один из ранее неизвестных промежуточных этапов между сравнительно хорошо изученными олёрской и позднеплейстоценовыми фаунами. Точно также изученный отрезок истории природной среды освещает один из отрезков длительного и слабо изученного интервала истории Приморской низменности между ранним и второй половиной позднего плейстоцена. Можно надеяться, что дальнейшие исследования помогут со временем более полно представить историю природной среды Приморской низменности в этом интервале. [7]

---

[7] Статья уже находилась в печати, когда была получена еще одна интересная радиоуглеродная датировка. В разрезе АНВ-I на высоте 25 м над урезом, в основании верхней пачки едомной свиты, были собраны корешки трав. Корешки отобраны из свежеоттаявших слоистых алевритов и промыты водой из растопленного жильного льда, залегавшего в той же пачке. Возраст образца — более 46 000 лет (ГИН-1681). Эта запредельная датировка, полученная по надежному автохтонному материалу, ставит под сомнение конечные даты по образцам из заведомо более низких стратиграфических горизонтов, то-есть из торфяников аччагыйской свиты. Вместе с тем, она не противоречит выводу о среднеплейстоценовом возрасте нижней части едомной свиты, сделанному по фауне грызунов.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А. К. История становления копытных леммингов в плейстоцене.— В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964.

Берман Д. И. О зоологическом статусе долинных степей рек Яны и Индигирки.— В кн.: Биологические проблемы Севера. Тезисы докладов VI симпозиума, в. 2. Якутск, 1974.

Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогеновых (четвертичных) отложений крайнего северо-востока Азии.— В кн.: Геология Корякского нагорья. Л., 1963.

Втюрин Б. И., Григорьев Н. Ф., Катасонов Е. М. и др. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений побережья моря Лаптевых.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л., 1957.

Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 78.

Гуслицер Б. И., Исайчев К. И. Позднеднепровский копытный лемминг из межморенных отложений средней Печоры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976.

Иванов О. А. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин восточной Якутии.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., 1972.

Исайчев К. И. Ископаемые грызуны из галечников над верхней мореной в бассейне нижней Печоры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1975.

Каплина Т. Н., Гитерман Р. Е., Лахтина О. В., Абрашов Б. А., Киселев С. В., Шер А. В. Дуванный яр — опорный разрез верхнеплейстоценовых отложений Колымской низменности.— Бюлл. Ком. по изучен. четв. пер., 1978, № 48.

Киселев С. В. К изучению позднеплейстоценовых жесткокрылых Колымской низменности. Автореф. докт. дис. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, 5.

Коротяев Б. А. Эколого-фаунистический обзор жуков-долгоносиков (Coleoptera, Circulionidae) Северо-Востока СССР.— Энтом. обозр., 1977, LVI.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, т. 87.

Ложкин А. В. Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2.

Томирдиаро С. В. Лёссово-ледовая формация верхнеплейстоценовой гиперзоны в Северном полушарии.— Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975, в. 68.

Чернов Ю. И. Структура животного населения Субарктики. М.: Наука, 1978.

Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.791.(571.63)

М. Н. АЛЕКСЕЕВ, Л. В. ГОЛУБЕВА

К СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

Авторы настоящей статьи в течение нескольких лет проводили исследования плейстоценовых отложений на территории южной части Советского Приморья. Особенно широко здесь распространены верхнеплейстоценовые образования, которые тем не менее до последнего времени оставались еще весьма слабо изученными. Наиболее представительные и полные разрезы верхнего плейстоцена исследовались в долинах рек Раздольная, Виноградная, Одарка и впервые в самых южных точках Советского Приморья по рр. Туманган и Тесная, на берегах оз. Тальми и побережье Японского моря. Выполненные исследования позволяют подойти к выделению дробных климатостратиграфических подразделений. Это особенно важно в связи с тем, что рассматриваемая территория находится в зоне перехода от северной суббореальной к южной субтропической провинции. Авторами предпринята также попытка межрегиональной корреляции верхнеплейстоценовых отложений Приморья и сопредельных районов Восточной Азии и на этой основе произведены палеогеографические реконструкции.

Остановимся на кратком описании изученных разрезов.

10-метровая терраса р. Туманган. Разрез этой террасы был изучен в излучине левого берега реки, в 3,5 км к северо-западу от сопки Заозерная. На поверхности ее здесь развиты песчаные дюны, высота которых достигает 2 м и более. В разрезах дюн видны два слоя ископаемых почв (на глубине около 1 и 1,5 м).

В расчистке обнажается сверху вниз:

	Мощность, *м*
1. Почва песчаная	0,5
2. Песок серый мелко- и среднезернистый хорошо отсортированный, переевянный	0,3
3. Песок серый и коричневато-серый, среднезернистый, местами косослоистый с редкими прослоями илов	4,2
4. Песок буровато-серый, тонкозернистый, глинистый	0,8
5. Ил темно-серый, с песчаными прослоями и линзами, обогащенными гумусовым материалом	0,6
6. Песок тонкозернистый, серый	0,2
7. Ил темно-серый, тонкий, книзу становится более плотным	0,5
8. Песок серый, тонкозернистый, заиленный	0,4
9. Ил темно-серый, тонкий	0,25
10. Переслаивание серого тонкозернистого песка и песчанистого темно-серого ила	0,65

На контакте илов и подстилающих песков (слой 10) проходит водоносный горизонт. В прослоях заиления и тонких песках в большом количестве присутствуют мелкие чешуйки слюды. Палинологические исследования образцов из этого разреза свидетельствуют о различных климатических условиях, в которых формировались отложения террасы

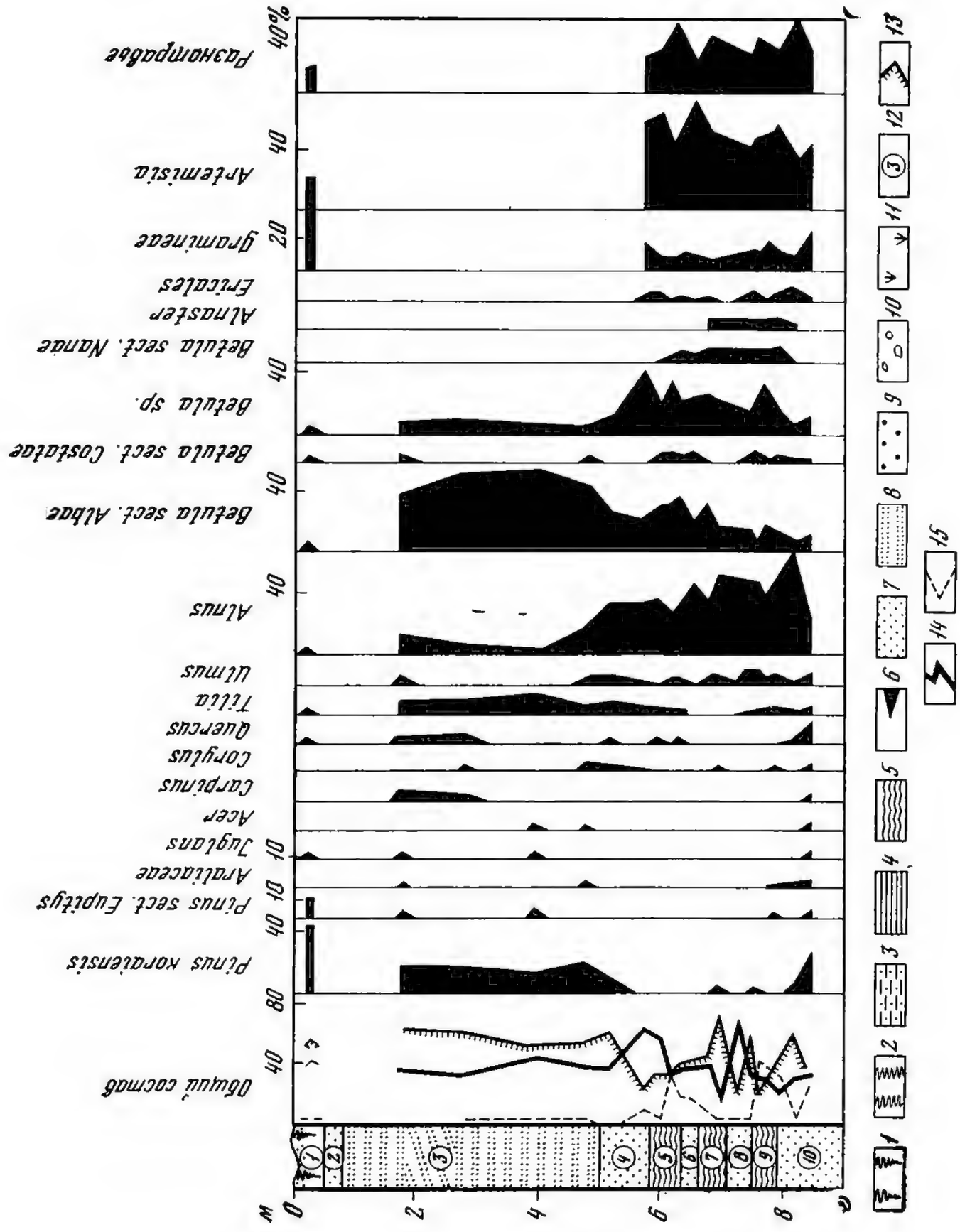


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 10-метровой террасы р. Туманган

1 — почва современная; *2* — почва ископаемая; *3* — суглинок; *4* — глина; *5* — ил; *6* — торф; *7* — песок неслоистый; *8* — пески слоистые; *9* — гравий; *10* — галечник; *11* — растительные остатки; *12* — номера слоев; *13* — пыльца древесных пород; *14* — пыльца недревесных растений; *15* — споры

(рис. 1). В нижней части разреза много пыльцы корейского кедра и широколиственных пород: дуба, липы (Tilia aff. manshurica), ореха, граба, клена, ясеня и др. Встречается пыльца аралиевых (Kalopanax Mig. и др.). Выше по разрезу характер спорово-пыльцевых спектров меняется.

В темно-серых илах, чередующихся с прослоями песков (слои 5—9) наряду с пыльцой древесных пород много пыльцы травянистых и спор. В составе древесных почти нет пыльцы хвойных, но много ольхи и разнообразных берез. Возможно и часть пыльцы Betula sp. также принадлежит кустарниковым формам. Встречена пыльца Alnaster, кустарничков — Ericales. Широколиственные представлены единичными зернами дуба, липы и вяза. В составе споровых растений преобладают папоротники, отмечены споры сфагновых мхов и плаунов (наряду с Lycopodium obscurum, L. annotinum, присутствуют горно-альпийские виды L. alpinum и L. pungens). В слое 4 увеличивается участие пыльцы хвойных, широколиственных пород и отсутствует пыльца кустарниковых видов берез.

В верхней части обнажения в слоистых песках (слой 3) снова в значительном количестве присутствует пыльца хвойных и широколиственных пород. В отличие от нижней части разреза (слой 10), здесь много пыльцы древовидной березы (Betula sect. Albae), мало пыльцы ольхи и травянистых растений.

Таким образом, характер растительности во время накопления осадков был не одинаков. В нижней части разреза (слой 10) спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о теплом климате и распространении хвойно-широколиственных лесов. Выше в илисто-песчаной серии (слои 4—9) зарегистрированы ясные признаки резкой смены растительности. Широкое распространение получают ольхово-березовые, местами редкостойные леса с участием кустарниковых берез, ольховника и альпийских видов плаунов. Эта часть разреза формировалась в условиях более холодного климата по сравнению с современным.

Толща слоистых песков (слой 3), вскрывающихся в верхней части разреза, накапливалась в следующую фазу более теплого климата.

Полученные палинологические материалы позволяют темно-серые илы с прослоями песков средней части разреза отнести ко времени первого верхнеплейстоценового похолодания, а подстилающие их пески — к концу теплого (казанцевского) межледниковья. Залегающие в верхней части разреза слоистые пески очевидно сформировались во время второго верхнеплейстоценового потепления.

10-метровая терраса р. Тесная. Этот разрез находится на правом берегу р. Тесная в 18 км западнее пос. Краскино.

В расчистке обнажаются (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Почва (гор. А) — супесь плотная темно-серая с корнями растений . .	0,2
2. Суглинок буровато-серый, плотный, карбонатный с редкой мелкой галькой. Почва — горизонт Б. Нижняя граница неровная	0,6—1,0
3. Суглинок коричневый и темно-коричневый плотный с железистыми и марганцовистыми буровато-серыми включениями	до 1,5
4. Переслаивание коричневого и серого суглинка, содержащего темные и бурые включения марганцевых и железистых окислов	0,4
5. Глина серая, песчанистая, очень плотная с темно-бурыми и желтыми пятнами, окрашенными окислами железа. По всему слою железистые трубочки, образованные по корням растений. Характерна полосчатость, созданная бурой, желтовато-бурой и серой окраской. В средней части слоя на глубине около 1 м отмечены кротовины диаметром 5—10 см, заполненные суглинком, залегающим выше. Слой 5 представляет собой ископаемую почву или почвенный комплекс	1,65
6. Глина лиловато-серая, очень плотная, однородная, с темными мелкими включениями железистых и марганцевых окислов	0,55

7. Глина коричневая (такая же, как в слое 6) с тонкими прослоями желтых глинистых песков, местами окрашенных окислами железа в ржавый цвет, на контакте с прослоями глин тонкая черная кайма	2,1
8. Песок коричневый и желтовато-серый разнозернистый и грубозернистый с дресьвой гранитов, рассеянной по всему слою, и линзочками глин. Местами песок окрашен ржавыми и темно-бурыми окислами железа. Слой залегает неровно	0,3—1,0
9. Переслаивание серых и желтых песков с серыми глинами. Последние наиболее часты в нижней части слоя	0,1
10. Глина серая и темно-серая, заключающая линзы и прослои гиттий и торфа. По всему слою рассеяны мелкие растительные остатки. Они также присутствуют в виде отдельных скоплений. Радиоуглеродный возраст торфа по гумусу $\geqslant$36 000 лет назад (ГИН-747)	0,35
11. Песок светло-серый и зеленовато-серый с окрашенными в ржавый цвет разводами и участками. Этот слой с размывом залегает на слое 12 .	0,2—0,85
12. Песок желтый разно- и грубозернистый с дресьвой гранитов . . .	0,1—0,3
13. Ил серый, пластичный с крупной галькой и валунами	0,3
14. Песок желтый глинистый со щебнем, галькой и валунами	1,0 (видимая)

Из этого разреза на палинологический анализ было отобрано более 30 образцов, однако не все они содержали пыльцу и споры (рис. 2). В нижней части слоя 13 преобладает пыльца древовидных берез и в небольшом количестве встречена пыльца дуба и граба.

В слое глины с торфом (слой 10) и подстилающих его песках (слои 11—12) обнаружено довольно много пыльцы хвойных и березы. В значительном количестве присутствует пыльца ели, особенно Picea sect. Omorica. Содержание пыльцы лиственницы от 2 до 20% свидетельствует о широком распространении лиственничных лесов, нехарактерных для данной территории в настоящее время. Пыльца березы представлена древесными (Betula platyphylla и др.) и кустарниковыми формами (Betula sect. Fruticosae и B. sect. Nanae), причем количество пыльцы последних достигает в ряде образцов более 50%. Единично встречена пыльца Alnaster. В этих отложениях очень много пыльцы травянистых растений (25—75%), особенно злаков и осок, разнообразно представлено разнотравье. Из споровых присутствуют папоротники и сфагновые мхи.

В целом состав спорово-пыльцевых спектров (см. рис. 2) указывает на распространение темнохвойных (еловых с участием пихты и кедра) и лиственничных лесов с обильным травяным покровом. В значительном количестве присутствовали альпийские и тундровые растения (Betula sect. Nanae и др.). Климат во время формирования глинистого слоя с торфом и подстилающих песков был значительно холоднее современного. Накопление этих отложений очевидно относится ко времени первого верхнеплейстоценового похолодания. Такому заключению не противоречит и радиоуглеродная дата $\geqslant$36 000 лет назад (ГИН-747), полученная по гумусу из образца гиттии и торфа из слоя 10. Находящийся ниже слой серого ила (слой 13), возможно, соответствует концу предшествовавшего межледниковья.

В средней части разреза (слои 6—7) преобладает пыльца древесных пород, в основном берез. Кроме пыльцы древесных видов берез, присутствует пыльца Betula sect. Fruticosae и B. sect. Nanae. В небольшом количестве встречена пыльца широколиственных пород — дуба, клена, граба. Отложения этой части разреза формировались в условиях более теплого климата, чем нижележащие слои, но еще достаточно прохладного.

Слой 5— ископаемая почва — свидетельствует о завершении цикла седиментации и о перерыве перед накоплением суглинистой серии (слои 4, 3 и 2).

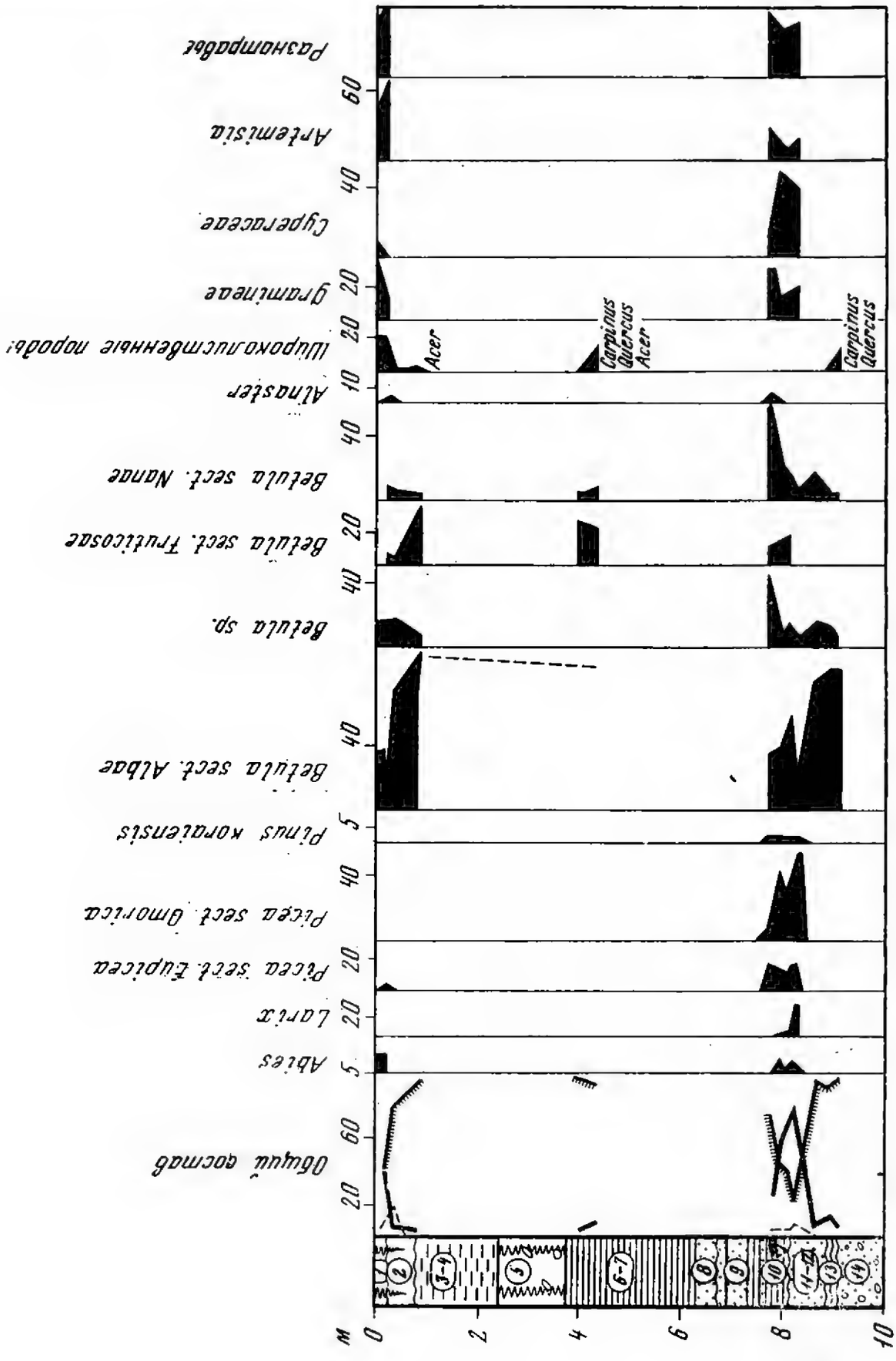


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений 10-метровой террасы р. Тесная

Условные обозначения см. рис. 1

Самая верхняя часть разреза, представленная суглинками, относится к голоцену и характеризует время распространения широколиственных лесов с березой и участков степной растительности.

Таким образом, в разрезе 10-метровой террасы р. Тесная снизу вверх выделяются осадки, относящиеся к первому верхнеплейстоценовому похолоданию, ко второму верхнеплейстоценовому потеплению и в самой верхней части к голоцену.

Террасы в долине р. Виноградная. Отложения двух надпойменных верхнеплейстоценовых террас р. Виноградная у Оленьей фермы и ниже по течению изучались авторами в течение нескольких лет [Алексеев, Голубева, 1973; Голубева, 1972]. В 1976 г. на этих разрезах проведены дополнительные наблюдения, позволившие внести некоторые уточнения в определение возраста аллювия террас.

Из слоя ила (2,3 м выше уреза воды) в нижней части разреза 9-метровой террасы р. Виноградная близ Оленьей фермы отобран образец древесины, датированный по радиоуглероду $\geqslant$50 000 лет назад (ГИН-1610). Из того же обнажения, в 50 м ниже по течению этой реки, в 1972 г. из слоя серых песков с высоты 2,3 и 3 м от уреза реки также отобраны образцы, для которых получены даты соответственно 22 200$\pm$500 лет назад (ГИН-745) и 35 000$\pm$130 лет назад (ГИН-744). Дата 22 200$\pm$500 лет назад (ГИН-745) возможно значительно омоложена из-за загрязнения, так как совершенно не согласуется с двумя другими датировками (ГИН-1610 и ГИН-744), указывающими на более древний возраст. Серые илы, заключающие остатки древесины, оказались прямонамагниченными. Спорово-пыльцевые спектры этих отложений характеризуются присутствием пыльцы кустарниковых видов берез (до 25%), ольховника (до 18%), отсутствием пыльцы широколиственных пород и свидетельствуют о климате более холодном, чем в настоящее время. Спорово-пыльцевая характеристика и данные радиоуглеродного датирования указывают, что илистая пачка 9-метровой террасы была сформирована во время первого верхнеплейстоценового похолодания.

Сходные пыльцевые спектры получены для зеленовато-голубой глины, обнажающейся в основании 7-метровой террасы в 1 км ниже по течению от шоссе Краскино—Раздольное. Наряду с пыльцой древесных пород, в них много пыльцы травянистых растений, злаков, осок, сложноцветных и прочего разнотравья. В составе древесных преобладают березки, среди которых наряду с древесными формами (Betula sect. Albae, B. sect. Costatae) довольно много кустарниковых (Betula sect. Nanae до 16%, B. sect. Fruticosae до 15%). Пыльца широколиственных пород не встречена. В тех же зеленовато-голубых глинах, вскрывающихся на правом берегу р. Виноградная ниже моста, установлен спектр, характеризующий темнохвойные и лиственничные леса [Алексеев, Голубева, 1973]. Выше этой глинистой пачки для образца древесины из слоя торфа получена дата 41 400$\pm$1 000 лет назад (ГИН-383), подтверждающая зырянский или раннекаргинский возраст торфяника и подстилающих зеленовато-голубых глин.

В долине р. Виноградная достаточно широко распространена также I надпойменная терраса высотой 3,5—4 м. Слагающий ее аллювий изучен авторами в наиболее типичном разрезе на левом берегу этой реки [Алексеев, Голубева, 1973]. По палинологическим данным установлено, что аллювий террасы сформировался в условиях холодного климата времени последнего оледенения. В перекрывающей аллювий делювиальной серии присутствует пыльца широколиственных пород, дальневосточных хвойных, древовидных и кустарниковых берез. Эта часть разреза соответствует раннему голоцену. Таким образом, в серии

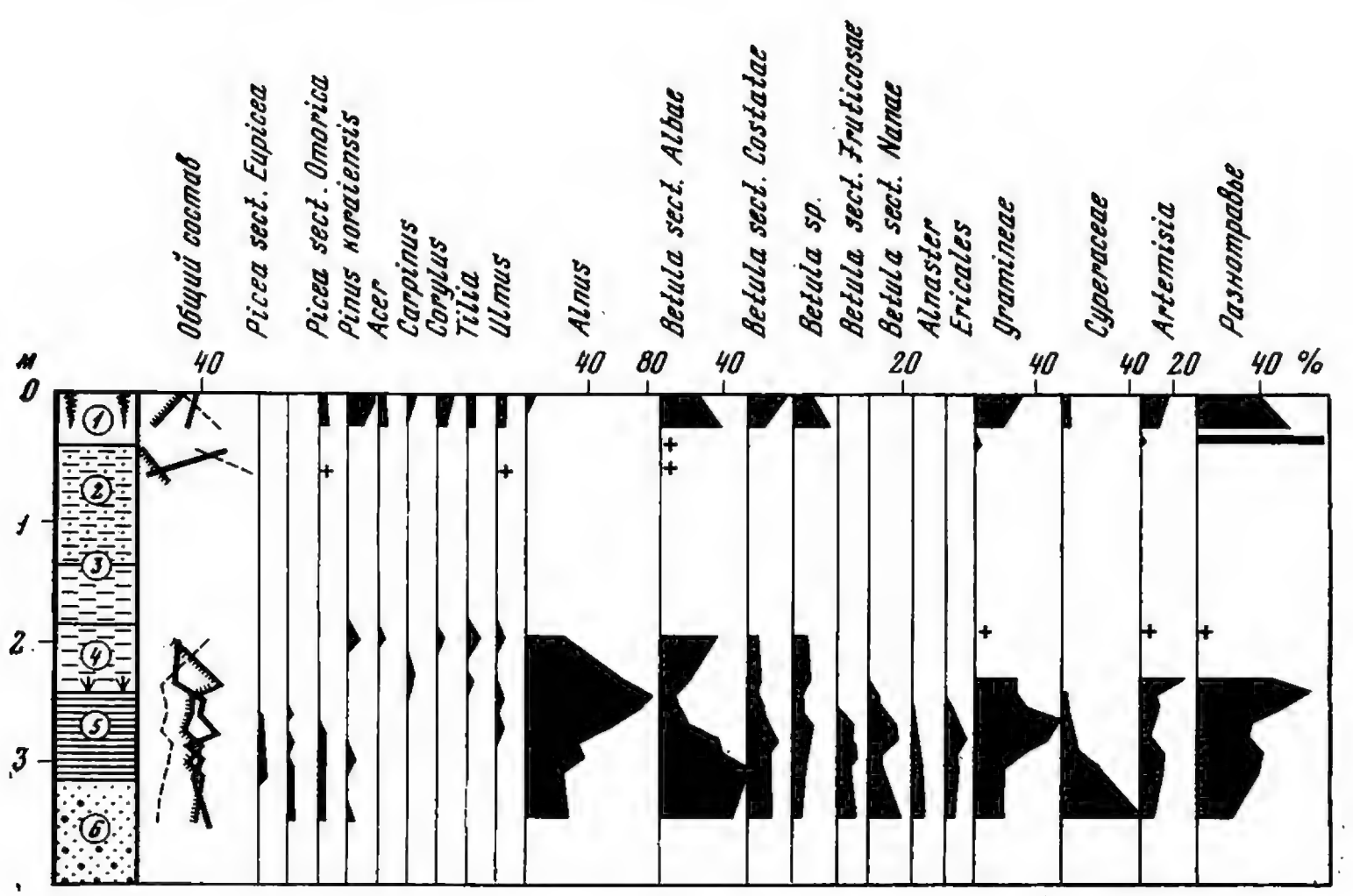


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма I надпойменной террасы р. Одарка

Условные обозначения см. рис. 1

осадков I террасы р. Виноградная отмечается изменение климата от холодного, характерного для последнего оледенения, к умеренно теплому климату начала голоцена.

4-метровая терраса р. Одарка. Разрез I надпойменной 4-метровой террасы р. Одарка (рис. 3) находится значительно к северу от предыдущих, на правом берегу реки у шоссе Хабаровск—Владивосток и в 7 км от д. Хвалынка. Сверху вниз обнажаются:

	Мощность, *м*
1. Почва современная подзолистая	0,4
2. Супесь желтовато-серая	0,7
3. Суглинок серовато-коричневый, комковатый	1,0
4. Суглинок темно-серый с гумусом	0,7
5. Глина серая, пятнами бурая, пластичная с железистыми трубочками по корням растений, с отпечатками листьев и стеблей, по которым развиты бурые окислы железа. Контакт со слоем 6 неровный	0,3
6. Песок серый, разнозернистый с гравием	0,5

Темно-серые суглинки и серые глины (слои 4—5) содержали пыльцу и споры в большом количестве. В составе древесных много пыльцы ольхи, берез (Betula sect. Albae, B. sect. Costatae), присутствует пыльца кустарниковых берез (Betula sect. Nanae и B. sect. Fruticosae), ольховника (Alnaster) и единично ели, пихты, корейского кедра. Встречена пыльца кустарничков (Ericales до 11%). В составе травянистых растений господствуют злаки, много пыльцы осок, полыни, разнотравья, представленного такими семействами как гречичные, лютиковые, розоцветные, сложноцветные и др. Споры принадлежат папоротникам, сфагновым мхам и плаунам.

Присутствие в значительном количестве кустарниковых берез, ольховника, кустарничков, осок, сфагновых мхов, отсутствие широколиственных пород свидетельствует о климате более суровом, чем современный. Отложения накапливались во время последнего верхнеплейстоценового похолодания, вероятно в его заключительную фазу.

В лежащих выше серовато-коричневых суглинках и в супеси (слои 2—3) состав спорово-пыльцевых спектров существенно изменяется. Исчезают пыльца кустарниковых видов берез, кустарничков, ольховника, споры сфагновых мхов и появляется пыльца широколиственных пород — липы, клена, граба, вяза, а также орешника. Заметно увеличивается содержание пыльцы широколиственных пород в слое современной почвы. Здесь появляется пыльца аралиевых, амурской сирени и других теплолюбивых растений. Очевидно, верхняя часть разреза формировалась уже в голоцене.

Разрез Молочного вала. В Южном Приморье на побережье Японского моря находятся остатки валов, отмечающих положение древней береговой линии. Авторами изучено восточное окончание Молочного вала, расположенного в 7 км к северу от устья р. Туманган. Высота его над уровнем моря 5—6 м. Вал сложен слоистыми песками, в нижней части которых видны два слоя погребенной почвы. Сверху вниз обнажается:

	Мощность, *м*
1. Песок светло-серый, среднезернистый, перевеянный	0,8
2. Песок светло-серый, горизонтальнослоистый	2,8
3. Песок темно-серый, тонкозернистый (погребенная почва)	0,4
4. Песок светло-серый, такой же, что в слое 2	0,85
5. Песок темно-серый, тонкозернистый, илистый с растительными остатками и гумусом (возможно погребенная почва)	0,20
6. Песок серый, тонкозернистый, глинистый	0,95

Спорово-пыльцевая диаграмма (рис. 4) показывает изменения в составе растительности за время формирования осадков.

В слое 6 в составе древесных господствует пыльца корейского кедра, много пыльцы ольхи, березы. Встречена пыльца широколиственных пород — клена, ясеня, вяза, а также амурской сирени. Слой 5 отличается обеднённым составом спектров, преобладает пыльца травянистых растений, в составе которой особенно много полыни; встречены споры сфагновых мхов. В слое 4 состав спектров в основном такой же, как в слое 6 и отличается меньшим участием пыльцы широколиственных пород, обнаружена лишь пыльца клена. Слой 3 характеризуется бóльшим участием травянистых и споровых растений. В составе травянистых много пыльцы злаков, полыней, разнотравья. Споровые растения представлены папоротниками, сфагновыми мхами и плаунами (Lycopodium alpinum, L. obscurum). В небольшом количестве встречена пыльца кустарниковой березки. В верхней части разреза, в слое 2, преобладает пыльца древесных пород (корейского кедра, сосны, ольхи, березы) с значительным участием пыльцы широколиственных. Количество последней увеличивается снизу вверх и в самой верхней части слоистых песков наряду с пыльцой дуба, вяза, липы, клена (Acer aff. ginnola) появляется пыльца ореха, ясеня, а также орешника, жимолости (Lonicera) и аралиевых.

Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует, что отложения накапливались в голоцене. Образование погребенных почв соответствует, по-видимому, похолоданию и некоторому увеличению аридности климата в раннем голоцене. Наряду с болотами, отдельные участки покрывались степной растительностью. Горизонтальнослоистые пески (слой 2) формировались, вероятно, во время климатического оптимума

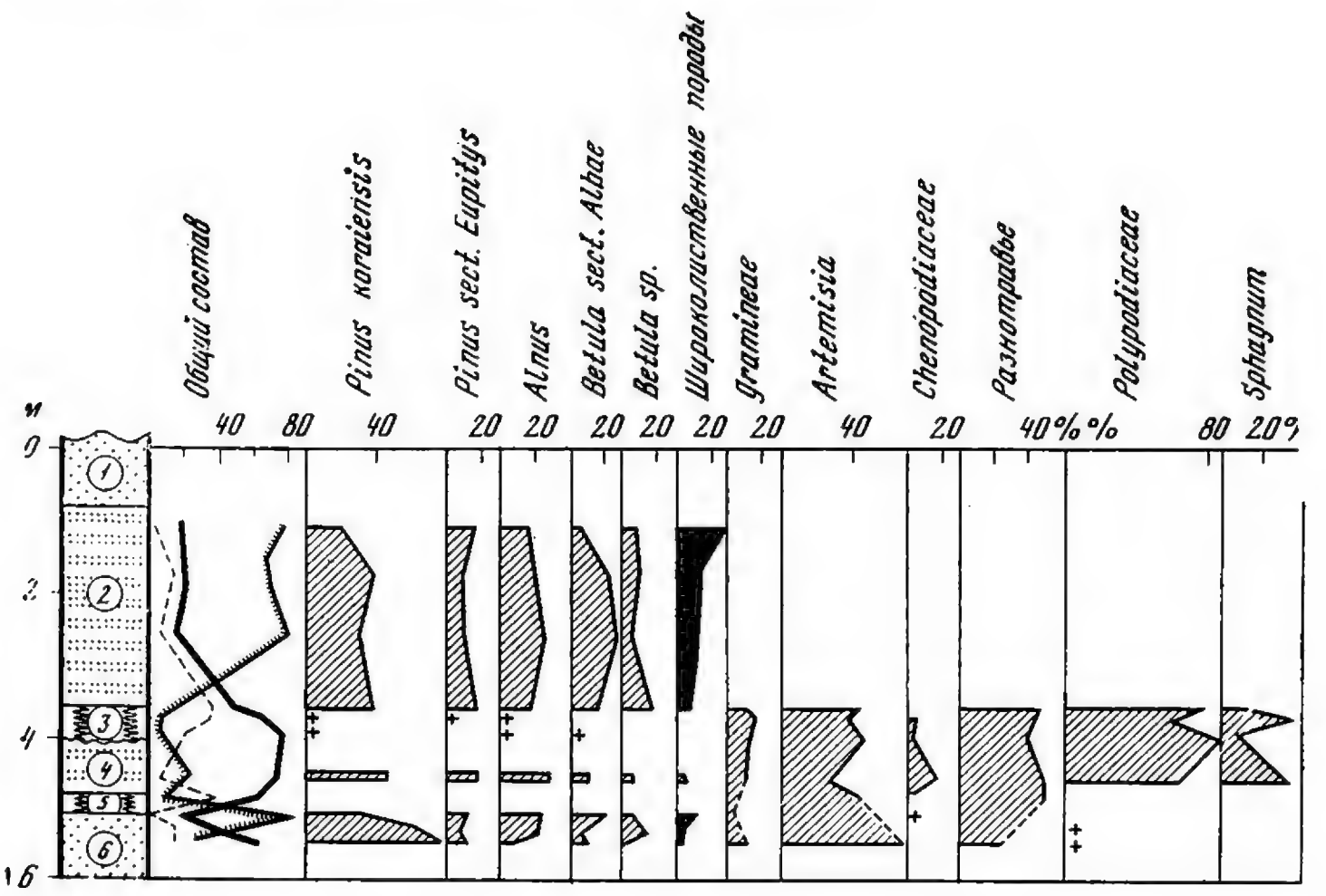


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений восточного окончания Молочного вала

Условные обозначения см. рис. 1

голоцена, во время широкого распространения хвойно-широколиствен-ных лесов.

Разрез морской террасы оз. Тальми. Озеро Тальми представляет собой отшнурованную древнюю лагуну Японского моря. На северном берегу озера, примерно в 10 км от бухты Сивучья, сохранились фрагменты морской террасы высотой около 4 м над современным уровнем моря. Терраса образует достаточно четкий уступ, обращенный к озеру и морю. Верхняя часть разреза террасы вскрыта в небольшом карьере, в котором сверху вниз обнажаются:

	Мощность, *м*
1. Почва — темная тонкая супесь с редкой галькой, иногда со щебнем. В нижней части слоя заметна тонкая слоистость	0,2
2. Галька, главным образом, порфиритов и различных эффузивов характерной уплощенной формы, размером 3—5 см в диаметре. Заполнителем является тонкая темно-серая супесь	0,2
3. Галька того же состава, что и в слое 2 с обилием раковин Anadara (Hataiarca) subcrenata (Lischke), Rapana thomasiana thomasiana Grosse и редкими Macoma tokyoensis Makiyama (определения О. М. Петрова). По раковинам получены радиоуглеродные даты 5630±110 лет назад (ГИН-739а) и 6000±130 лет назад (ГИН-739б). Раковины имеют хорошую сохранность, располагаются в виде прослоев и отдельных скоплений	0,4
4. Песок коричневый мелкозернистый глинистый с галькой, с раковинами тех же моллюсков, что и в слое 3	
5. Песок коричневый с гравием, галькой и валунами	0,4

Результаты спорово-пыльцевых анализов показали, что во время накопления песчано-галечниковых отложений (слои 2—4) была распространена преимущественно луговая растительность из сложноцветных, бобовых, зонтичных, лютиковых, губоцветных злаков и других растений. Присутствие в значительном количестве полыней свидетельствует об остепненности района. Хвойно-широколиственные леса в то

время находились, по-видимому, на бо́льшем расстоянии от берега, чем в настоящее время. Лишь в образцах из песка на глубине 0,8 м от поверхности участие пыльцы древесных пород увеличивается до 20%. Последняя принадлежит липе, дубу, березам и ольхе.

Согласно данным, приведенным Нода [Noda, 1966], Anadara (Hataiarca) subcrenata (Lischke) встречается в плейстоценовых и голоценовых отложениях Японии. В настоящее время эта форма распространена в южной части Японского моря.

Таким образом, характер фауны, растительности, а также радиоуглеродные даты позволяют отнести образование осадков нижней морской террасы на северном берегу оз. Тальми ко времени климатического оптимума голоцена. В это же время в условиях трансгрессии моря в районе оз. Тальми существовал обширный мелководный залив или пролив, соединяющий бухту Сивучья с бухтами Экспедиции и Рейда Паллады, что достаточно хорошо подчеркивается расположением системы депрессий к югу от пос. Краскино.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материал, полученный по разрезам верхнего плейстоцена и голоцена южной части Приморья, дает основание для выделения климатостратиграфических подразделений и их корреляции с отложениями этого возраста сопредельных территорий. Достаточно четко в изученных разрезах выделяются отложения, соответствующие по времени казанцевскому межледниковью, зырянскому оледенению, каргинскому межледниковью, сартанскому оледенению Сибири.

В соответствии с местной стратиграфической схемой верхнего плейстоцена, составленной для более северных районов Приморья [Короткий, Караулова, 1975], выделенные нами толщи могут коррелироваться следующим образом: песчаная пачка нижней части разреза 10-метровой террасы р. Туманган и песчано-галечниковые отложения нижней части разреза на р. Тесная — с находкинским горизонтом (стратиграфический эквивалент первого верхнеплейстоценового межледникового казанцевского горизонта), слои илов в нижних частях разрезов 9- и 10-метровых террас рр. Виноградная и Туманган, а также илистые осадки с торфом и гиттией в разрезе на р. Тесная — с лазовским горизонтом, соответствующим зырянскому горизонту Сибирской стратиграфической схемы, песчаные отложения верхней части разрезов на р. Туманган, почвенный комплекс и глины в средней части разреза на р. Тесная — с черноручьинским горизонтом, отвечающим каргинскому горизонту Сибирской схемы. Сюда же относятся глинисто-щебнистые отложения Пещеры Географического общества, в которых найдены остатки фауны млекопитающих, относящихся к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу[1], и орудия палеолита [Окладников, Верещагин, Оводов, 1968], а также пыльца хвойных и широколиственных пород [Алексеев, Голубева, 1973]. Как установлено авторами настоящей статьи, эти отложения перекрываются серым суглинком со щебнем, заключающим пыльцу и споры растительности, типичной для холодного климата последнего верхнеплейстоценового оледенения.

В местной стратиграфической схеме осадки этого последнего этапа объединяются в партизанский горизонт. В разрезах Южного Приморья с партизанским горизонтом сопоставляются эоловые дюнные пески в долине р. Туманган, суглинки самой верхней части разреза р. Тесная,

[1] Авторы используют терминологию, предложенную В. И. Громовым [1948] для выделенных им комплексов крупных млекопитающих.

верхняя аллювиальная пачка разреза на р. Виноградная, нижняя часть разреза 4-метровой террасы р. Одарка.

Для обоснования возраста и корреляции верхнеплейстоценовых отложений необходимо отметить, что в долине р. Туманган выше по течению от описанного нами обнажения, на территории КНДР в районе Докантин известен разрез 10-метровой террасы этой же реки [Tokunaga, Mori, 1939]. В нижней части разреза обнажены аллювиальные галечники и пески. Они перекрываются темным лёссом[2], в котором найдены многочисленные остатки млекопитающих, принадлежащих 18 видам: Ultima dokantinensis, Ochotona sp., Myospalax cf. epsilanus Thomas, Microtus maekawai, Citellus tomanensis, Capreolus cf. pygargus ochracea Barclay, Cervus elaphus Lin., Cervus elaphus canadensis Erxleben, Megaceros sp., Bos primigenius Boj., Bison exguus Matsumoto, Ovis cf. ammon Linn., Equus cf. przewalskii Pol., Rhinoceros antiquitatis Blum, Elephas primigenius Blum (список приведен в точном соответствии с данными Токунага и Мори). Этот список с несомненностью указывает на верхнеплейстоценовый возраст фауны, в составе которой присутствует ряд общих или близких форм, характерных для разреза Пещеры Географического общества.

Характерная особенность верхнеплейстоценовых отложений Южного Приморья — присутствие тонких глинистых осадков и илов в интервале, соответствующем первому верхнеплейстоценовому похолоданию. Кроме уже упомянутых выше толщ, сформировавшихся в условиях холодного климата, должен быть отмечен разрез Гусянтуня в районе Харбина (Северо-Восточный Китай). Из этого разреза известны многочисленные остатки растений и фауны млекопитающих [Tokunaga, Naora, 1939]. Весь материал, собранный из разреза в Гусянтуне, свидетельствует о том, что заключающие его отложения были сформированы в условиях климата более холодного, чем в настоящее время.

Материалы, полученные во время геолого-геоморфологических наблюдений в Южном Приморье, позволяют в настоящее время выделить следы двух древних береговых линий. Первая выражена достаточно отчетливо в виде валов, древних пересыпей и низких террас по берегам оз. Тальми, бухт Новгородская и Экспедиции. Высота террас и валов не превышает 4 м, но обычно ниже. Как уже было показано, эти образования относятся к голоценовой трансгрессии. Вторая, более древняя береговая линия, отмечена серией абразионных клифов и террасовидных уступов, имеющих высоту 12—15, редко 18 м. Морские осадки на террасах не обнаружены, очевидно из-за плохой их сохранности и совершенно недостаточной обнаженности. Тем не менее, эти уступы прослеживаются достаточно широко не только по побережью Южного Приморья (депрессия оз. Тальми, бухта Паллады, п-ов Краббе и др.), но и в более северных районах на побережье бухты Коумбе, между пос. Великая и Малая Кема и на других участках. В береговых обрывах близ пос. Малая Кема наблюдались галечниковые и валунные, очевидно, пляжевого типа отложения на высоте 12—18 м над уровнем моря. Наиболее выраженные следы высокой береговой линии приурочены к зонам депрессий. Следует отметить, что подобная картина имеет место и на Японских островах. Высокая морская терраса на о. Хонсю в районе п-ва Миура и Босо имеет примерно ту же высоту над уровнем моря, хотя иногда поднята и дислоцирована позднечетвертичными тектоническими движениями. Эта терраса относится к трансгрессии симосуэеси,

[2] По-видимому, Токунага и Мори называли лёссом суглинистые отложения и прослои заиления, которые типичны для средней части разреза р. Туманган в изученном авторами обнажении.

которая сопоставляется нами с первой верхнечетвертичной трансгрессией, соответствующей по времени казанцевскому межледниковью.

Долины небольших рек, впадающих в Японское море, в своих приустьевых частях практически во всех случаях имеют эстуариевый тип. По аналогии с более северными районами, где в пределах шельфа отмечается продолжение долин, можно предполагать, что и на шельфе Южного Приморья также имеются затопленные долины — свидетельство позднеплейстоценовой регрессии.

Выполненные исследования позволили также уточнить климатическую характеристику подразделений верхнего плейстоцена. Так для холодных интервалов верхнего плейстоцена, в отличие от южной части Восточной Сибири и Монголии [Голубева, 1977], выделяются относительно более влажные растительные сообщества. Типичная перигляциальная растительность здесь не развивалась. Это несомненно связано с близостью обширного Тихоокеанского бассейна. Таким образом, намечается определенная зональность климатических условий в позднем плейстоцене прибрежных районов Приморья и внутриконтинентальной области Внутренней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н., Голубева Л. В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена Южного Приморья.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973.

Голубева Л. В. О влиянии верхнеплейстоценового оледенения на развитие растительности южной части Приморского края.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.

Голубева Л. В. О перигляциальной растительности плейстоцена в Центральной Азии.— В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена (к X конгрессу INQUA). М., 1977.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Тр. Ин-та геолог. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геолог. серия (№ 17).

Короткий А. М., Караулова Л. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья.— В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.

Окладников А. Н., Верещагин Н. К., Оводов Н. Д. Открытие пещерного палеолита в Приморье.— Вестник АН СССР, 1968, № 10.

Noda H. The Cenozoic Arcidae of Japan.— Sci. Rep. Tohoku Univ.— 1966, 2-nd ser. (geol.), v. 38, N 1.

Tokunaga S., Naora N. Feport of diggings at Ho-chia-Kou, Ku-hsiang-tung, Kirin, Manchou kou.— In: Report of the first scientific expedition to Manchoukou. Sect. II, part I. Tokyo, 1934.

Tokunaga S., Mori T. Report of diggings at Dokantin, the coast of the River Toman, Korea.— In: Report of the first scientific expedition to Manchoukou. Sect. II, part. IV. Tokyo, 1939.

Tokunaga S., Naora N. Fossil remains excavated at Ku-hsiang-tung near Harbin Manchoukuo.— In: Report of the first scientific expedition to Manchoukou. Sect. II, part. IV, Tokyo, 1939.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.4+631.4

С. Г. БАТУЛИН, Э. Д. МАМЕДОВ

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕЛИКТОВЫХ И ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВЕННЫХ ГОРИЗОНТОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КЫЗЫЛКУМОВ

Наличие разнообразных геохимических реликтов в пустынях общеизвестно. В палеогеографических построениях особое значение придается погребенным почвам. Разнообразные почвенные (т. е. приуроченные к перерывам в седиментации и обладающие определенной вертикальной зональностью) образования, изучались авторами в четвертичных отложениях Кызылкумов.

Наибольшая трудность в палеогеографической интерпретации почвенных реликтов связана с невозможностью уверенно относить их к элювиальному ряду, т. е. с неопределенностью степени «автоморфности» погребенных почв. Изменения в составе почвенных солевых новообразований и в зональности почвенного профиля возникали при соответствующем изменении режима влажности зоны аэрации. Эти изменения могут быть связаны как с вариациями атмосферного увлажнения, так и с изменениями в местных условиях дренирования в соответствии с развитием рельефа. Это создает определенные трудности при расшифровке природы почвенных реликтов и оценке их палеогеографической значимости.

Действительно, многие разновидности гидроморфных почв (например луговые почвы) — азональны. В то же время они, по понятным причинам, легче сохраняются в разрезе, чем автоморфные, эллювиальные почвы, и их широкое распространение в тех или иных осадках не может однозначно интерпретироваться ни в палеоклиматическом, ни в палеоландшафтном смысле.

Не меньшие трудности возникают при стратиграфической привязке погребенных почв. Это связано с самим характером почвообразующих пород, большей частью пролювиальных конгломератов, гравелитов и супесей, как правило, лишенных ископаемых остатков, палеонтологически почти немых. При расчленении их применялся геоморфологический метод, а последующая привязка к единой шкале осуществлялась на основании археологических и других данных [Мамедов, 1957; Виноградов, Мамедов, 1972]. Изучение литологии четвертичных отложений проводилось в более крупном масштабе, методом «ключей». Выяснилось, что в отдельных участках, представляющихся геоморфологически едиными, особенно в тектонически активных зонах, литолого-геохимические особенности пролювиальных отложений могут значительно варьировать, а сами отложения могут состоять из нескольких последовательных ритмов, разделенных погребенными почвенными образованиями. Изменения объема и ритмического построения выделяемых генераций пролювия ограничивают возможность точной датировки погребенных и реликтовых почвенных образований.

К наиболее древним разновидностям почвенных образований Кызылкумов относятся погребенные практически незасоленные почвы в ос-

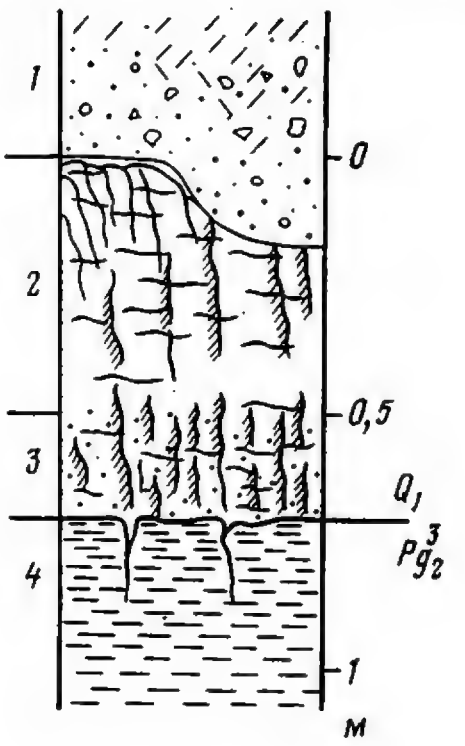


Рис. 1. Погребенная почва в основании древнечетвертичных отложений (район пос. Кулкудук)

1 — пролювиальные отложения, перекрывающие почву; *2* — верхняя часть профиля почвы — супесь пылеватая уплотненная с глыбовой отдельностью, в кровле частично срезана слоем 1; *3* — нижняя часть профиля почвы — неслоистый глинистый песок с комковатой отдельностью, с большим количеством выделений окислов марганца (дендриты); *4* — глины светло-серые, плотные, в кровле трещиноватые

новании четвертичных отложений на участках неглубокого залегания коренных кайнозойских песчано-глинистых пород.

Морфология этих почв чрезвычайно проста. Отмечается уплотненность отложений, наличие глыбовых отдельностей и в некоторых случаях появление буроватой окраски. На плоскостях отдельностей появляется характерная «лакировка» и наблюдаются дендритоподобные образования гидроокислов марганца. Слабое повышение содержания марганца отмечается и в анализах (до десятых долей процента MnO_2). Почвы подобного профиля располагаются в основании самой древней генерации пролювия в Кызылкумах. Последующие процессы засоления и циркуляции грунтовых вод в этих отложениях затушевали первоначальные особенности профиля почв, однако встречаются такие участки, которые, по крайней мере после завершения аккумуляции пролювия данного цикла, были отчленены эрозией от основных аккумулятивных тел и превратились в небольшие останцы. Один из таких останцов находится в районе пос. Кулкудук, где была обнаружена погребенная почва, представленная на рис. 1. В связи с особыми условиями сохранности почвы в останце отметим важные с палеогеографических позиций особенности профиля.

1. Почва характеризуется слабощелочной реакцией, pH возрастает от 7,4 в палеогеновых глинах до 7,9 в верхнем горизонте (верх слоя 2). Почва практически не содержит карбонатов кальция. Карбонаты обнаружены лишь в средней части почвенного профиля (в основании слоя 2) в количестве 0,4% CO_2. Содержание CO_2 последовательно нарастает в перекрывающих отложениях (слой 1) и уже в 1 м выше почвы составляет 6—9%. Здесь карбонат кальция является основным цементирующим материалом.

2. Почва слабо засолена. Содержание растворимых солей не превышает 0,5%. Содержание сульфатной серы (SO_3) 0,1—0,2%. Отметим, что выше по разрезу пролювия, слагающего останец, встречаются прослои грубых гравийников, цемент которых почти нацело состоит из гипса.

3. Почва не содержит существенных признаков гидроморфного происхождения: пятен разной окраски, следов оглеения в пределах профиля. Напротив, имеются признаки существования открытых трещин, свидетельствующих о ее аэрированности. Вместе с тем вертикальная миг-

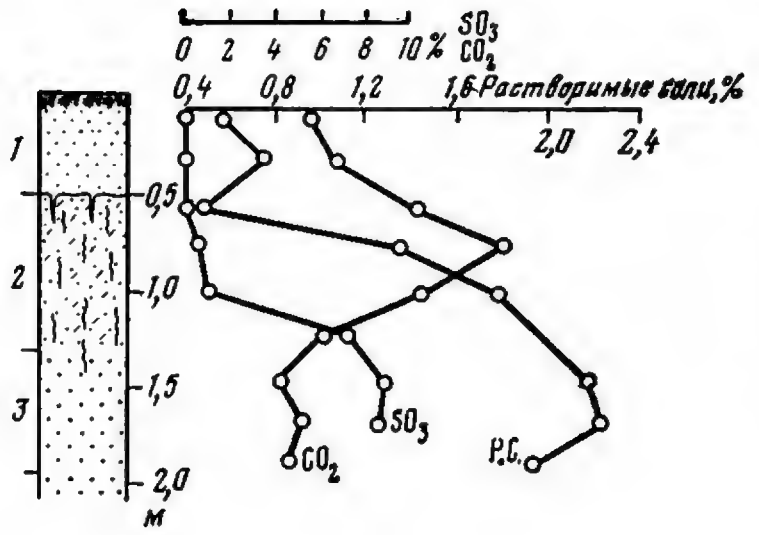


Рис. 2. Погребенный солончак в отложениях джитысайской свиты (район кол. Кызылкудук)

1 — голоценовые отложения, перекрывающие солончак; *2* — верхний илово-конкреционный горизонт солончака с пятнистым оглеением, плотно сцементирован гипсово-карбонатным цементом; *3* — песок рыхлый, буроватый

На графиках — распределение растворимых солей (Р. С.), SO_3, CO_2

рация марганца из подстилающих глин и образование его дендритоподобных минералов свидетельствуют о достаточной влажности.

Отмеченные особенности резко отличают почвы в основании разреза четвертичных отложений от современных автоморфных почв пустынной зоны. Современные почвы на молодых маломощных наносах, перекрывающих глинистые отложения, т. е. в аналогичных литологических условиях, отличаются высокой карбонатностью и гипсированностью, связанной с еще более высоким содержанием гипса в кровле глин. Гипсоносность кровли коренных глин связана в свою очередь с формированием на протяжении четвертичного периода своеобразной гипсовой коры на кайнозойских породах в условиях режима испарения в зоне аэрации [Батулин, 1973]. Эти факты свидетельствуют о том, что карбонатность и гипсированность почв и элювия нарастали постепенно с начала плейстоцена.

В пролювиальных отложениях всех выделяемых генераций встречаются признаки гидроморфных почв. Обычно они появляются на тех участках, где пролювиальные толщи обнаруживают цикличность осадконакопления. Завершающие каждый цикл тонкозернистые осадки отличаются пятнистой окраской, неравномерно сцементированы, в них отмечаются мелкие округлые стяжения карбонатов. По-видимому, это эфемерные луговые почвы. Поскольку они широко развиты в отложениях пролювия различного возраста, их палеогеографическое значение невелико.

Более избирательно проявлены в пролювиальных отложениях признаки солончакового почвообразования. Верхний горизонт погребенных солончаков обычно сложен плотными пылевато-супесчаными неслоистыми отложениями палево-серой окраски, иногда с охристыми пятнами. Эти отложения крепко сцементированы пойкилитовым гипсовым цементом в смеси с пелитоморфным кальцитом. Этот слой мощностью 0,8—1,2 м залегает на хорошо водопроницаемых слабо сцементированных песчаногравийных отложениях, влажность которых в современном состоянии в приподнятых останцовых массивах не выше максимальной гигроскопичности. К фациальным признакам солончаков относятся также многочисленные кораллоподобные инкрустации гипса по корням и ветвям кустарников, обнаруживаемые в указанном слое и в соседних горизонтах, иногда в переотложенном состоянии. Размеры солончаков невелики и в большинстве случаев на расстоянии в несколько сот метров удается проследить фациальные переходы к отложениям небольших водоемов (слоистым алевролитам) или, наоборот, к более грубым отложениям временных водотоков. На рис. 2 показан разрез погребенного солончака на приподнятой аккумулятивной поверхности в Южных Кызылкумах (район кол. Кызылкудук).

В целом, динамичная обстановка осадконакопления на пролювиальных равнинах исключала широкое развитие солончаков, в особенности вблизи внутреннего края пролювиального шлейфа. Широкое распространение огипсования в нижних горизонах автоморфных почв Кызылкумов не является, вопреки мнению некоторых исследователей [Перельман, 1959], признаком повсеместного развития в прошлом солончаков. Эти гипсовые горизонты не имеют отношения к солончаковому почвообразованию и к солончакам, как элементам ландшафта. Они имеют элювиальное происхождение и формируются главным образом за счет миграции сульфатов в поровых растворах зоны аэрации.

Во всех случаях обнаружения в пролювии достоверных солончаков, т. е. с полным набором фациальных признаков, они оказались приуроченными к отложениям, завершающим накопление кызылкумской и джитысайской свит (нижний и средний плейстоцен). Соответствующие периоды времени можно характеризовать как относительно спокойные по условиям осадконакопления и отличающиеся высоким и постоянным уровнем грунтовых вод.

Значительная часть территории пустынных равнин Средней Азии покрыта так называемыми серо-бурыми почвами. Относительно их соответствия современным климатическим условиям этих территорий нет единого мнения, но практически все исследователи, изучавшие эти почвы, отмечают их приуроченность к древним элементам рельефа и отсутствие на молодых поверхностях, где развиты пустынные песчаные и такыровые почвы.

В профиле серо-бурых почв отчетливо различаются два горизонта. Верхний, мощностью 5—10 см, представлен серым слабо уплотненным пылеватым песком, иногда обнаруживающим тонкую субгоризонтальную слоистость. Содержание CO_2 в этом горизонте иногда достигает 8—10%; однако карбонаты не образуют макроскопических стяжений и представлены в основном тонко распыленными выделениями. Нижний горизонт бурый, плотный, мощностью 20—25 см. Верхняя граница его отчетливая. Этот горизонт содержит карбонаты, выделяющиеся в виде хорошо заметных светлых стяжений $CaCO_3$ («глазков»), которые чаще концентрируются в нижней части. Под ними обычно обнаруживается гипс, образующий сплошной горизонт, о происхождении которого сказано выше.

А. Н. Розанов [1951], одним из первых обстоятельно исследовавший проблему генезиса пустынных почв, отметил, что ряд особенностей, свойственных бурому горизонту (повышенное содержание глинистой фракции, выветрелость скелета), не соответствует представлению о характере почвообразующих процессов в пустыне.

Можно выделить три группы элементов рельефа по условиям распространения почв с бурым горизонтом.

1. Области отсутствия или крайне редкой встречаемости серо-бурых почв. Это участки расчлененного рельефа низкогорий, а также современной (позднеголоценовой) аккумуляции. Последние заняты пустынными песчаными почвами, солончаками и такырами.

2. Аккумулятивные поверхности, на которых серо-бурые почвы распространены наиболее широко и вне зависимости от мезорельефа. Это в основном поверхности, образованные отложениями кулкудукской свиты (поздний плейстоцен).

3. Аккумулятивные поверхности, на которых распространение серо-бурых почв контролируется мезорельефом. Возвышенные участки характеризуются слабым развитием или отсутствием бурого горизонта. В блюдцеобразных понижениях бурый горизонт мощный, ярко выражен, иногда имеет ореховато-столбчатую отдельность. Неравномерное разви-

тие серо-бурых почв в основном характерно для более древних плейстоценовых поверхностей, образованных отложениями ташакырской и кызылкумской свит.

Подобные особенности распространения серо-бурых почв дают основание предполагать, что основным временем их формирования был конец плейстоцена или начало голоцена. На уже сформировавшихся и частично эродированных к тому времени поверхностях (третий тип) развитие серо-бурых почв контролировалось процессами плоскостного смыва — намыва. Об этом свидетельствует наличие линз переотложенного песчано-гравийного материала в пределах блюдцеобразных понижений. Эти линзы соответствуют по мощности развитому на них почвенному профилю. В то же время на соседних участках выпуклого рельефа отмечается эродированность верхнего слоя отложений, выдувание мелкозема, разрушение почв.

Говоря о палеогеографическом значении погребенных и реликтовых почв вообще и о значении признаков фераллитного выветривания в серо-бурых почвах, следует остановиться на одном вопросе методологии генетического почвоведения. В современных работах все более настойчиво проводится мысль о том, что существуют две принципиально различные группы процессов: выветривание алюмосиликатного материала, с одной стороны, миграция и накопление легкоподвижных простых соединений и гумуса в профиле почв — с другой. Первая группа процессов в довольно слабой степени зависит от вариаций климатических условий и существенные изменения в характере продуктов выветривания алюмосиликатов происходят только в крайних типах почвообразования: бореальном и тропическом. Наиболее отчетливо эта мысль выражена в недавней монографии по геохимии и минералогии пустынно-степных почв Казахстана [Полузеров и др., 1975]. Положение о слабой зависимости конечных продуктов выветривания алюмосиликатов от климатической зональности в общей форме высказывалось ранее Б. Б. Полыновым, Н. И. Горбуновым и другими крупными учеными. В свете этого положения становятся понятными некоторые черты сходства в различных автоморфных почвах аридной зоны, на что неизменно обращали внимание почвоведы, изучавшие состав тонкодисперсной массы почв: В частности И. П. Герасимов и М. А. Глазовская [1960] отмечали сходство бурых степных и серо-бурых пустынных почв.

Фактический материал, подтверждающий указанную точку зрения, получен в основном при минералогическом изучении тонкодисперсной массы почв. В частности исследования В. В. Добровольского [1966] показывают, что яркая окраска горизонта В связана с повышенным содержанием окрашенной глинистой массы, причем свободных окислов железа практически не содержится, железо сорбционно связано с глинами. Главнейшими тонкодисперсными минералами в пустынных почвах Казахстана, развитых на элювии изверженных пород, являются гидрослюды, монтмориллонит, хлорит, часто встречаются минералы сепиолит-палыгорскитовой группы [Полузеров и др., 1975].

Таким образом, различия автоморфных почв на огромных пространствах равнин аридной зоны заключаются не в характере выветривания первичных минералов, а в основном в количестве и характере распределения гумуса и легкоподвижных солевых новообразований. Не случайно во многих работах единственным критерием отнесения почв к тому или иному типу становится характер карбонатного профиля (наличие карбонатов в верхнем горизонтс — серо-бурые почвы, отсутствие — бурые). Действительно, еще А. Н. Розанов [1951] отметил отсутствие закономерности между распределением карбонатов и положением бурого горизонта в профиле кызылкумских почв.

Исходя из сказанного, признаки выветривания алюмосиликатов и глинообразования в буром горизонте серо-бурых почв нельзя считать показателями существенно иных климатических условий, хотя древний возраст этих почв с геологических позиций, как уже отмечалось, не вызывает сомнения. Эти почвы обнаружены в погребенном состоянии не только на пролювиальных шлейфах [Батулин, 1973], но и на эоловых песках [Виноградов, Мамедов, Степанов, 1970], причем в последнем случае был прослежен выход этих почв на поверхность пролювиального шлейфа. В обоих случаях в перекрывающих современных отложениях развиваются примитивные пустынные почвы с практически недифференцированным профилем. Характерно, что расщепление погребенных бурых горизонтов в разрезе на участках неспокойного режима осадконакопления отмечено лишь в очень узком временном отрезке голоцена (в районе оз. Лявлякан).

Формирование серо-бурых почв несомненно захватило время более влажных климатических условий, которые устанавливаются в Кызылкумах на основе археологических работ. Этим вероятно и объясняются намного более интенсивные признаки выветривания алюмосиликатов в серо-бурых почвах по сравнению с пустынными песчаными почвами, развитыми на отложениях позднего голоцена.

В отличие от признаков выветривания положение солевых новообразований в серо-бурых почвах в основном определяется современным режимом поровых растворов. Вместе с тем, карбонатный профиль почв является достаточно консервативным и, по-видимому, содержит информацию о предшествующих условиях. В этой связи представляет интерес более дифференцированное распределение карбонатов в почвах на более древних поверхностях, с наличием в них своеобразного минимума карбонатности в средней части профиля [Батулин, 1970]. Возможно, что этот минимум — реликт предшествующей стадии более глубокого промыва почв, а накопление карбонатов в верхнем горизонте произошло позднее.

При описании древних почв Кызылкумов мы придерживались хронологической последовательности их образования. Попутно отмечались и соотношения этих почв с различными генерациями четвертичных отложений. Теперь попытаемся обобщить и конкретизировать наши представления о возрасте описанных почв.

Наиболее древняя бескарбонатная омарганцеванная почва, прослеживающаяся в основании разреза кызылкумской свиты, может быть, очевидно, датирована, как и вмещающие ее отложения, нижним плейстоценом. Эту датировку можно несколько уточнить, если принять во внимание, что объем кызылкумской свиты соответствует лишь какой-то части нижнего плейстоцена — скорее всего его нижней половине, исключая самые низы. Такая датировка носит несколько условный характер. Она вытекает из факта залегания свиты на палеонтологически датированных отложениях ташакырской свиты (апшерон+нижний плейстоцен) и наличия в самой кызылкумской свите остатков четвертичной фауны. Что же касается верхнего возрастного предела свиты, то он может быть ограничен серединой нижнего плейстоцена, учитывая наличие регионального перерыва в осадконакоплении, разделяющего отложения кызылкумской и джитысайской (средний плейстоцен) свит. Этим же временем, то есть приблизительно первой половиной нижнего плейстоцена, должны быть датированы и наблюдающиеся в разрезе кызылкумской свиты реликты карбонатных гидроморфных (луговых) почв. Подобные реликты, установленные в разрезах джитысайской и кулкудукской свит, должны быть отнесены соответственно к среднему и позднему плейстоцену.

Наиболее сложен вопрос о возрасте широко распространенных в среднеазиатских пустынях серо-бурых почв. Как уже отмечалось, эти почвы развиты на поверхности отложений различного возраста: от нижнего плейстоцена до голоцена, исключая площади, сложенные наиболее молодыми аллювиальными и пролювиальными голоценовыми образованиями. Последнее обстоятельство уже в какой-то мере проливает свет на верхний возрастной предел формирования этих почв.

Более определенные указания на верхнюю возрастную границу серо-бурых почв получены в результате специальных комплексных исследований, проведенных в окрестностях оз. Лявлякан, где сосредоточено большое количество разновременных археологических памятников, в том числе — каменного века. Хотя большая часть первобытных памятников Лявлякана подверглась развеванию, тщательные стратиграфические и планиграфические наблюдения (А. В. Виноградов) на крупных сериях стоянок определенно указали на связь неолитического инвентаря (VI—III тыс. до н. э.) с поверхностью погребенной почвы. Прямым свидетельством этой связи является обнаруженное на одной из лявляканских стоянок присутствие в низах этой почвы (гор. $C_к$) нижних частей столбовых и хозяйственных ям, оснований очагов и кострищ. Характерно также, что выше ее, в молодых эоловых наносах и на их поверхности, встречается только более поздний археологический материал. Эти отложения фиксируют начавшийся с конца III — первых веков II тыс. до н. э. процесс развевания серо-бурых почв и развитие нового современного этапа почвообразования. Указанный хронологический рубеж в некоторой степени согласуется с началом известной, проявившейся одновременно (и, очевидно, однонаправленно) на обширнейшей территории эпохи жесткого ксеротермического климата [Гаель и Воронков, 1963; Ковалев, 1965; Косарев, 1971].

Нижний возрастной предел рассматриваемых почв пока что не совсем ясен. Как уже отмечалось, полнопрофильные серо-бурые почвы наиболее широко и вне зависимости от мезорельефа распространены на отложениях кулкудукской свиты (поздний плейстоцен), а также на песчаных поверхностях, за исключением образовавшихся в конце среднего-позднем голоцене (возраст таких поверхностей в абсолютном летоисчислении около 4000 лет). Исходя из этого, можно предположить, что формирование серо-бурых почв происходило в течение какой-то части позднего плейстоцена и раннего-среднего голоцена. Для окончательного решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

В заключение следует указать, что в истории формирования почв среднеазиатских пустынь пока что существует немало пробелов. Каковы были почвообразовательные процессы в среднем плейстоцене, в начале позднего плейстоцена, какие почвенные и геохимические процессы происходили в течение перерывов в осадконакоплении — на эти важнейшие вопросы палеогеографии и почвоведения еще предстоит ответить.

ЛИТЕРАТУРА

Батулин С. Г. Некоторые особенности древних почв среднеазиатских пустынь в палеогеографическом аспекте.— Проблемы освоения пустынь, 1970, № 4.

Батулин С. Г. О почвенно-геохимических показателях эволюции ландшафтов пустынь в антропогене.— В кн.: Геохимия ландшафтов и процессы гипергенеза. М.: Наука, 1973.

Виноградов А. В., Мамедов Э. Д. Стратиграфия четвертичных отложений низовьев Зеравшана и Юго-Западных Кызылкумов в свете новейших геологических и археологических исследований.— Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, 1972, № 38.

Виноградов А. В., Мамедов Э. Д., Степанов И. Н. Древние почвы Кызылкумов.— Проблемы освоения пустынь, 1970, № 6.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М.: Географгиз, 1960.

Гаель А. Г., Воронков Н. А. О взаимоотношениях древесной и травянистой растительности в островных борах Казахстана.— Научн. докл. высшей школы. Биолог. науки, 1963, № 3.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М.: Недра, 1966.

Ковалев П. В. О различиях в проявлении среднеголоценовой ксеротермической фазы.— В кн.: Материалы Харьковского отдела Географического общества СССР. Природные и трудовые ресурсы левобережной Украины и их использование. Харьков, 1965.

Косарев М. Ф. Некоторые особенности древней истории Томско-Нарымского Приобья в свете данных палеогеографии (II—I тысячелетия до н. э.).— Советская археология, 1971, № 2.

Мамедов Э. К стратиграфии новейших континентальных образований Центральных Кызылкумов.— Тр. Ср.-Аз. гос. ун-та им. В. И. Ленина, 1957, нов. серия, вып. XCIX. Географические науки, кн. 10.

Мамедов Э. Д. Пески внутренних Кызылкумов.— Тр. Ташкентского государственного университета им. В. И. Ленина, 1964, вып. 269.

Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. Древние почвы пустынь Средней Азии.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1959, вып. 25.

Полузеров Н. А., Ассинг И. А., Андреева Н. П., Кутняков А. Я., Русак А. А. Геохимия и минералогия пустынно-степных почв Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975.

Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 50 1980

УДК 551.89(479.22)

Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ, Г. М. МАЙСУРАДЗЕ

К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ГРУЗИИ

Воссоздание по возможности полной картины поэтапного развития природных условий на территории Грузии в верхнем плейстоцене имеет важное палеогеографическое значение, ибо на примере этой весьма сложной в геолого-геоморфологическом отношении горной страны могут быть выявлены основные закономерности развития природных явлений и в смежных областях альпийского орогенеза.

Верхний плейстоцен территории Грузии может быть охарактеризован полнее, чем другие отрезки ее четвертичной истории, в силу хорошей представленности верхнеплейстоценовых отложений и сохранности палеоморфологических черт.

Рельеф рассматриваемой территории, морфоструктурный каркас которой, как и Закавказья в целом, сформировался в преддверье четвертичного периода, в плейстоцене существенно изменился. Имевшие в это время место горообразовательные движения, унаследованные еще с вахского орогенетического цикла, осцилляции климата и изменение гидрографической сети в значительной мере определили современные морфоскульптурные черты рельефа и биоклиматические условия. К верхнему плейстоцену территория Грузии уже имела облик горной страны с хорошо развитой гидрографической сетью и высотной поясностью ландшафтов.

Существующий ныне богатый фактический материал по верхнему плейстоцену Грузии дал нам возможность составить стратиграфическую схему верхнеплейстоценовых отложений этой территории, увязав во времени этапы развития ее природы (рисунок на вклейке, см. с. 20—21).

В основу этой схемы положено климатостратиграфическое подразделение плейстоцена, которое в основном отражает общепланетарные колебания климата, в соответствии с принятыми корреляционными стратиграфическими схемами четвертичных (антропогеновых) отложений крупных регионов СССР (Европейская территория СССР, Западная Сибирь и др.).

В региональной стратиграфической шкале Грузии, как и в шкале Европейской части СССР, выделяются две климатостратиграфические единицы: надгоризонт и горизонт. Надгоризонт — единица более высокого ранга, которая объединяет климатостратиграфические горизонты, отражающие последовательные изменения природной обстановки.

Для территории Грузии выделяется один надгоризонт, имеющий стратотип, а потому и свое географическое название — ненскринский (Ненскра — река в бассейне р. Ингури, Верхняя Сванетия, где наилучшим образом сохранились ледниковые отложения верхнего плейстоцена в виде стадиальных морен). Этот надгоризонт соответствует валдайскому надгоризонту Русской равнины.

Горизонты также имеют стратотипическое значение и ограничиваются рамками одного значительного похолодания или потепления. Интерстадиал внутри ненскринского оледенения, а также межледниковые (?) на границе среднего и верхнего плейстоцена не имеют пока твердо установленных стратотипов, что на данном этапе лишает возможности дать им местные географические названия.

Сопоставление региональной шкалы территории Грузии с региональной шкалой Русской равнины — эталоном — упирается в вопрос о синхронности во времени климатостратиграфических подразделений — похолоданий и потеплений горных и равнинных регионов.

В настоящее время нет сомнений, что оледенение Земли в плейстоцене было обусловлено общепланетарными изменениями климата. Анализ существующих материалов по палеогеографии данных регионов приводит нас к заключению, что начало оледенения на равнинах Европейской части СССР по времени предшествовало началу оледенения гор Кавказа. По Д. В. Церетели, оледенения гор и равнин, хотя и вмещаются в один общий цикл ледниковой эпохи, несколько асинхронны по времени: оледенение гор начиналось на четверть или даже полцикла позднее, чем равнинное оледенение. Это положение соответственно отражается на нашей схеме.

Возникшие в горах ледники не прекращали своего существования и при значительных климатических осцилляциях, имевших место в плейстоцене. Благодаря продолжавшимся в это время восходящим тектоническим движениям продолжался и рост абсолютной высоты гор. В то время как в межледниковье, когда ледники деградировали и исчезали на равнинах, в горах они только сокращались, вновь увеличиваясь с наступлением следующего похолодания.

Итак, «судьба» горных ледников определялась двумя основными факторами: изменениями климата в глобальном масштабе и тектоническими движениями положительного знака.

В схеме приводятся стратотипы для территории Грузии. Своими биостратиграфической, климатостратиграфической, палеоморфологической, литологической характеристиками эти стратотипы соответствуют климатостратиграфическим горизонтам, отражая ритм колебаний климата в верхнем плейстоцене.

Изменения природных условий территории Грузии в рассматриваемый отрезок геологической истории оставили свой отпечаток в фациальной смене прибрежно-морских отложений Колхиды, а также в наличии морен, сохранившихся на разных гипсометрических уровнях как на Большом, так и на Малом Кавказе.

В настоящее время общепризнано, что карангатская трансгрессия была приурочена к рисс-вюрмскому или микулинскому межледниковью. Морские карангатские отложения со средиземноморской фауной были вскрыты скважинами в Колхиде с глубины 95—100 м.

Синхронные им по времени образования аллювиально-морские отложения слагают террасы: в Колхиде высотой 12—25 м, в Сочи-Гагринском районе — 32—37 м. Возраст сочинских террас по абсолютным датировкам раковин моллюсков — 74 000—88 000 лет назад [Арсланов и др., 1976].

Морской карангат в районе Поти перекрывается лагунно-дельтовыми отложениями, к востоку замещающимися терригенно-аллювиальными, вскрытыми скважинами в интервале глубин 80—95 м. Сменившая карангатскую трансгрессию регрессивная фаза хорошо согласуется с началом ненскринского оледенения, с предхвалынскими тектоническими движениями и оживлением вулканизма на Центральном Кавказе и в Южной Грузии.

Весьма важным моментом в изучении морских отложений верхнего плейстоцена Грузии было обнаружение морских слоев сурожской гляциоэвстатической трансгрессивной фазы в Колхиде на глубине 52—80 м [Джанелидзе, Микадзе, 1975]. Возраст погребного торфа, зафиксированного скважиной на глубине 64 м — 31 300 лет назад (ТБ-56). Сурожской фазе соответствует II морская терраса высотой 18—20 м (Сочи-Гагринский р-н), и 10—12-метровая терраса в районе Супсы (возраст супсинской террасы, установленный по древесине, 35 300 лет назад). Указанные датировки укладываются во временные рамки, отвечающие средневюрмской трансгрессии Мирового океана — 50 000—22 000 лет назад [Кинд, 1963, 1966; Серебрянный, 1963, 1973; Гильше, 1974; Мёрнер, 1974; Emiliani, 1964 и др.].

Сурожской трансгрессивной фазе в региональной шкале Грузии соответствует внутриненскринский климатостратиграфический горизонт — интерстадиал. В горах Большого и Малого Кавказа в это время имело место отступление ледников и накопление озерно-флювиогляциальных отложений.

Черноморский бассейн в верхнем плейстоцене располагался в пределах современной береговой линии и лишь в упомянутую трансгрессию море местами проникало в центральную часть Колхидской низменности не более чем на 8—10 км.

В позднюю стадию ненскринского оледенения Черноморский бассейн претерпевал новоэвксинскую регрессию, при которой уровень бассейна находился на 50—60 м ниже современного. В интервале 37—52 м в Колхиде скважинами вскрыты лагунно-дельтовые отложения, замещающиеся в глубь суши терригенно-аллювиальными образованиями. Регрессия вызвала переуглубление долин крупных рек, впадающих в море.

В результате детального изучения прибрежно-морских и ледниковых отложений верхнего плейстоцена на территории Грузии выявлены свидетельства двух стадий похолодания, на существование которых указывал Л. А. Варданянц еще в 1932 г., исследуя территорию горной Осетии. Похолодания обусловили наступания ледников и смещения высотных ландшафтных поясов в сторону межгорных депрессий. Эти стадии, соответствующие раннему и позднему ненскринскому оледенениям, разделялись периодом общего потепления климата, нашедшего свое проявление в трансгрессии Черного моря и в образовании озерных отложений в зоне отступания ледников.

Достоверные следы верхнеплейстоценовой, по местной схеме — ненскринской [Церетели, 1966] ледниковой эпохи в виде конечных и боковых морен, сохранились на Большом Кавказе почти во всех долинах, где представлены современные ледники. Особенно хорошо сохранились они в бассейне р. Ингури в долине р. Ненскра. Они фиксируются и в районах отсутствия современного постоянного снежного покрова. Следы конечных морен на южном склоне западной и центральной частей Большого Кавказа отмечаются в диапазоне высот 720—1100 м над ур. моря.

К востоку площадь оледенения на Большом Кавказе сокращалась: в бассейнах рек Лиахви, Арагви и Алазань ледники спускались до высоты 1700—2000 м, а в бассейне р. Андийское Койсу в верховьях р. Пирикительская Алазань — до 2300—2400 м. Снеговая граница того времени была ниже современной на 800—1000 м [Церетели, 1966].

На Малом Кавказе (Месхетский, Шавшетский, Арсианский хребты) ледники достигали высоты 1500—1550 м, а на Южно-Грузинском вулканическом нагорье — 2100—2200 м. Снеговая граница располагалась на западе на высоте 2000—2400 м, на востоке — 2600—2700 м; депрессия снеговой границы выражалась величиной порядка 400—600 м [Маруа-

швили, 1956; Клопотовский, 1950; Майсурадзе, Клопотовская, 1969; Майсурадзе, 1970, 1973].

Анализ фактического материала дает основания полагать, что потепление в середине ненскринского оледенения было незначительным. Высокогорный рельеф Грузии и соответствующие климатические условия в большей мере благоприятствовали сохранению ледников. Здесь они «пережили» потепление — средненененскринский интерстадиал продолжительностью в 15 000—20 000 лет [Милановский, 1966], вплоть до наступления позднененскринской стадии оледенения. Ледники последней имели меньшее распространение по сравнению с ранненененскринскими: морены, оставленные ими, находятся на 400—500 м выше.

Результаты разносторонних исследований многих авторов (Величко, 1968, 1973; Маруашвили, 1975; Гричук и др., 1970; Нейштадт и др., 1965; Майсурадзе и др., 1975; Solecki, 1964 и др.), изучение плейстоценовой фауны, флоры, литологии пещерных отложений, криогенных образований и др. свидетельствуют о том, что в позднененскринскую фазу оледенения, которая соответствует осташковской на Русской равнине, имело место резкое похолодание и ксерофитизация климата. Нахождение морен, отвечающих этой фазе оледенения на 400—500 м выше ранненененскринских, дает основание полагать, что, несмотря на значительное понижение температуры в позднененскринскую фазу, масштабы оледенения уступали таковым в ранненененскринскую.

На Большом Кавказе этой фазе оледенения соответствует высотное положение морен латальского, а на Малом Кавказе — бешумского ледников. В районе последнего в озерно-аллювиальных отложениях внутриненскринского межстадиала сохранились мерзлотные формы типа криотурбаций [Майсурадзе, 1970].

Это положение находит свое подтверждение в археологических материалах — многослойных ашельских и мустьерских стоянках высокогорных пещер Юго-Осетии — Кударо I, Кударо III, Цона, Шагат-хох, Кведи и др. [Любин, 1959, 1974; Каландадзе, 1965; Церетели, 1970].

В карстовой пещере Кударо I открыты культурные слои раннеашельского и позднемустьерского времени, а также неолита. Поздний ашель, раннее мустье и верхний палеолит среди пещерных отложений не обнаружены. Сходная картина наблюдается и в пещере Цона, гипсометрически расположенной наиболее высоко (2100—2150 м), а также в других высокогорных пещерах Кавказа.

Опираясь на археологические, палеофаунистические, палинологические, литологические и радиологические материалы изучения пещер Грузии и всего Кавказа, мы допускаем, что нахождение культур позднего мустье и раннего ашеля в высокогорных пещерах Грузии было обусловлено существованием в то время благоприятных климатических условий, равно как отсутствие следов культуры верхнего палеолита, раннего мустье и позднего ашеля следует объяснить значительным похолоданием, вынудившим человека покинуть высокогорные районы.

Можно предположить, что культуры, отсутствующие в холодные эпохи в высокогорьях, продолжали эволюционно развиваться в предгорьях и межгорных депрессиях. Пример — верхнепалеолитические и мустьерские культурные слои Ахштырской, Навалишинской, Кепшинской пещер [Гричук и др., 1970; Любин, 1974], которые вмещают остатки пыльцы и ископаемую фауну, свидетельствующие о господстве крайне холодного климата. Вероятнее всего мустьерская культура указанных пещер относится к раннему этапу развития данной культуры, не представленной в высокогорных пещерах. Значительное снижение поясов растительности (порядка 1200—1400 м в районе Ахштырской пещеры) должно было быть связано с максимальной фазой развития ледника в

верхнем плейстоцене (раннененскринский), когда депрессия снеговой границы на Западном Кавказе достигала 800—1000 м.

Крупные климатические пертурбации в верхнем плейстоцене засвидетельствованы и в литологических особенностях пещерных отложений. Накопление крупнообломочного материала в мустьерском горизонте Кепшинской пещеры с «очень холодолюбивыми фаунистическими и флористическими комплексами» [Любин, 1974, с. 172] и Кударо III, а также в верхнепалеолитическом горизонте Бронзовой пещеры Цуцхватской многоярусной карстовой пещерной системы [Маруашвили, 1975], должны служить свидетельством двухфазности верхнеплейстоценового оледенения на Кавказе.

Сравнительно четко отбивается граница «главного климатического рубежа» [Величко, 1973] — сильного похолодания и ксерофитизации климата с начала поздненеенскринской фазы оледенения. Литофациальная смена отложений, состав фауны и условия расселения верхнепалеолитического человека несомненно указывают на резкое ухудшение климатических условий на рубеже 32 000—35 000 лет назад.

На верхнепалеолитических стоянках Имеретии и Абхазии (Ахштырская, Сакажия, Девисхврели, Сагварджила и др.) среди костей млекопитающих найдены остатки шерстистого носорога, северного оленя, лося. К этому же времени относится появление на территории Грузии мамонта (Базалетское плато, Абхазия, район г. Гори).

Исходя из сказанного, мы допускаем, что верхний палеолит может быть сопоставим с поздненеенскринской фазой оледенения, а позднее мустье с внутриненскринским интерстадиалом. Раннее мустье при этом будет охватывать эпоху ранненеенскринского оледенения и частично предшествующее ему межледниковье (или может быть межстадиал?), тогда как поздний ашель будет соответствовать позднелахамской (московской) стадии оледенения.

В пользу такого допущения говорят и результаты археологических исследований в Ираке пещеры Шанидар [Leroi-Gourhan, 1964; Solecki, 1964; Solecki a. Leroi-Gourhan, 1961], палеолит которой по работам Д. Гаррод и М. Бейта, Х. Кларка, Р. Невиля тесно связан с закавказским [Габуния, 1976].

Плювиальные климатические условия в верхнем плейстоцене, как и в предшествующую ледниковую эпоху, благоприятствовали развитию лесной растительности и в ныне сильно обезлесенных засушливых районах Восточной и Южной Грузии.

Ход изменений природных условий на территории Грузии за рассматриваемый отрезок геологической истории имеет определенную связь с тектоническими движениями, вызвавшими развитие существующих макро- и мезоструктур — воздымание хребтов и погружение межгорных депрессий (предхвалынский тектонический цикл); опускание претерпело и дно Черного моря, что наряду с оледенением сыграло определенную роль в степени проявления регрессий в данном бассейне. Помимо вертикальных блоково-глыбовых перемещений имели место дизъюнктивные дислокации, нашедшие свое отражение в деформации террасовых уровней и в оживлении вулканизма в районах Казбекского массива, Бакуриани, Самсарского и Джавахетского хребтов.

Хотя в нашу задачу не входило рассмотрение голоцена, мы сочли целесообразным показать и его, чтобы придать схеме завершенность. Голоценовый климатостратиграфический горизонт отражает в общих чертах колебательные движения уровня Черного моря, стадии отступания горных ледников на Большом Кавказе и вулканизм.

В правой части схемы для сравнения дается один из вариантов стратиграфического расчленения отложений верхнего плейстоцена Понто-

Каспия [Марков, Лазуков, Николаев, 1965], а также шкала палеомагнитной полярности Кокса.

В заключение отметим, что предлагаемая схема — первый опыт систематизации основных данных по палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии на данном этапе ее изученности. Представляется, что дальнейшие исследования пополнят схему по мере выявления на Большом и Малом Кавказе местных стратотипов, в частности для межледниковья, соответствующего микулинскому.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х. А., Измайлов Я. А., Островский А. Б., Тертычный Н. И., Щеглов А. П. Об абсолютном возрасте «карангатских» террас Западного Кавказа и Керченского пролива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1.

Варданянц Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии (Центральный Кавказ).— Изв. ГГО, 1932, т. IXIV, вып. 6.

Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 3.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Габуния М. К. Триалетская мезолитическая культура. Тбилиси: Мецниереба, 1976.

Гильше А. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.

Гричук В. П., Губонина З. П., Муратов В. М., Фриденберг Э. О. О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений Кавказских палеолитических пещер.— Изв. АН СССР, сер. геогр. 1970, № 4.

Джанелидзе Ч. П., Микадзе И. С. Свидетельства средневюрмской трансгрессии в верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности.— Сообщения АН ГССР, 1975, т. 77, № 2.

Каландадзе А. Н. Цонская пещера и ее культура.— В кн.: Сборник Спелеологической комиссии АН ГССР. Пещеры Грузии, т. III, 1965.

Кинд Н. В. Абсолютная хронология последней ледниковой эпохи и возраст палеолита Европы.— В кн.: Абсолютная геохронология четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Кинд Н. В. О подразделении вюрма — висконсина.— В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., 1966.

Клопотовский Б. А. К геоморфологии Месхети.— Тр. Института географии АН ГССР, 1950, т. V.

Любин В. П. Высокогорная пещерная стоянка Кударо I (Юго-Осетия).— Изв. ВГО, 1959, т. 91.

Любин В. П. Природная среда и человек в плейстоцене Кавказа.— В кн.: Первобытный человек и природная среда. М., 1974.

Любин В. П., Левковская Г. М. Пещера Кударо III (Юго-Осетия). МИА СССР, 1972, № 185.

Майсурадзе Г. М. Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцихской котловины. Автореф. канд. дис., 1970.

Майсурадзе Г. М. О древнем оледенении Арсианского и Шавшетского хребтов (верхняя часть бас. р. Аджарисцкали).— Сообщения АН ГССР, 1973, т. 69, № 3.

Майсурадзе Г. М., Клопотовская Н. Б. К вопросу о древнем оледенении Арсианского хребта (Южная Грузия).— Сообщения АН ГССР, 1969, т. 55, № 2.

Майсурадзе Г. М., Клопотовская Н. Б., Бондырев И. В. Криогенные явления на Южно-Грузинском вулканическом нагорье.— В кн.: География в Грузинской ССР. Материалы VI съезда ГО СССР. Тбилиси, 1975.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Вопросы синхронизации Понто-Каспийских бассейнов.— В кн.: Четвертичный период, т. II. М., 1965.

Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Тбилиси, 1956.

Маруашвили Л. И. Отпечаток климатических циклов в пещерных отложениях.— Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3.

Мёрнер Н. А. Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климато-гляциологической точки зрения.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974.

Милановский Е. Е. Основные вопросы древнего оледенения Центрального Кавказа.— В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966.

Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Имнатское болото (Грузинская ССР).— В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: 1965.

Серебрянный Л. Р. Вопросы абсолютной хронологии последней ледниковой эпохи.— В кн.: Абсолютная хронология четвертичного периода. М., 1963.

Серебрянный Л. Р. Позднечетвертичный этап развития североевропейского покровного оледенения. Автореф. докт. дис. 1973.

Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966.

Церетели Д. В. О геологической датировке культурных остатков палеолитического человека Цонской пещеры и палеогеографических условиях.— Труды ГО ГССР, 1970, т. XI.

Emiliani C. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores A 254-DR-C and CP-28.— Bulletin Geol. Soc. of America. 1964, vol. 75, N 2.

Leroi-Gourhan A. Analyse pollinique de la grotte de Schanidar.— In: Abstr. papers VI congr. INQUA, Poland. 1964.

Solecki R. S., and Leroi-Gourhan A. Paleoclimatology and archaeology in the Near East.— Ann. New York Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 1.

Solecki R. S. Shanidar cave, a late pleistocene site in Northern Irak.— In: Report of the VI-th INQUA Congress, vol. IV, Warsaw, 1964.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.796.561 (234.9)

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, Н. А. ГЕЙ, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ,
Э. О. ИЛЬВЕС, Е. С. МАЛЯСОВА, Е. И. СКОБЕЕВА

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЫСОКОГОРНОГО КАВКАЗА В ГОЛОЦЕНЕ [1]

История развития растительности горных стран, как известно, не была предметом специального внимания В. Н. Сукачева, однако методические установки, разработанные этим выдающимся исследователем для равнинных областей, сохраняют свое значение и для гор. В первую очередь это касается комплексности палеоботанических изысканий и обеспечения контроля результатов несколькими аналитическими методами при надежной геохронологической привязке.

Наши работы на высокогорном Кавказе велись именно в таком направлении. Основу составили данные спорово-пыльцевого анализа, параллельно были проведены диатомовый анализ, ботанический анализ торфа и дифрактометрический анализ. Абсолютный возраст определялся радиоуглеродным методом в его сцинтилляционном варианте. В целях сопоставления привлекались результаты палеогляциологических исследований, выполненных в Безенгийской долине. Здесь особенно существенны данные лихенометрической съемки морен, предпринятой Н. А. Голодковской. В отборе образцов принял участие А. П. Стекленков. Авторы выражают благодарность этим товарищам, а также К. Р. Утсалу за оказанную помощь.

Главный разрез, для которого получен комплекс аналитических результатов, находится в Балкарии, на междуречье Чегема и Черека Безенгийского (Хуламского), в продольной Юрской депрессии между Скалистым и Боковым хребтами. В этом районе, восточнее Первого перевала (2500 м), вдоль подножий Бокового хребта развита широкая полоса поросших осокой торфяников, яркая зелень которых резко выделяется в ландшафте. По происхождению это — залежи ключевого типа, имеющие овальную форму в плане и небольшие размеры.

Мощность торфяников обнаруживает значительные колебания. На востоке она совсем невелика и редко превышает 1,5 м. По направлению к Первому перевалу мощности постепенно возрастают до 4—5 м. Мы остановили свой выбор на болоте размером 80×120 м, вытянутом с запада на восток и имеющем на восточном конце четко выраженный скальный порог, ниже которого начинается правый приток р. Кшлыксу, впадающей в Черек Хуламский немного ниже пос. Безенги (Советский). Весь район, изобилующий болотами, носит местное название урочище Криют, тогда как непосредственно выбранное нами болото и его окружение известно под названием Салканалла.

Высота этого района 2200—2300 м. Скалистый хребет к северу от Юрской депрессии поднимается до 3500—3600 м (гряда Ахкая), ближайшие вершины Бокового хребта к югу от депрессии превышают 4000 м,

---

[1] Текст доклада на Чтениях памяти акад. В. Н. Сукачева 22 февраля 1977 г.

тогда как дно долины р. Черек Хуламский восточнее депрессии имеет отметки порядка 1200 м.

При бурении в центре болота Салканалла пройдены мощности торфа и сапропелей свыше 4,5 м, однако в главном разрезе, откуда брались образцы, было вскрыто 1,85 м торфа и 2,35 м сапропелей. Отбор образцов торфа проводился в стенке шурфа. Ниже закладывалась скважина. Начиная с глубины 3,85 м в сапропеле появилась щебенка мергелей и на глубине 4,2 м бурение пришлось прекратить из-за высокой насыщенности крупными обломками, свидетельствующей, вероятно, о близости коренных пород лейаса.

В процессе интерпретации собранных материалов нам удалось познакомиться со статьей Н. С. Соколовой [1962] по тому же району Юрской депрессии. Исследовалась менее глубокая залежь (всего 58 см торфа и 132 см подстилающих сапропелей), расположенная на бóльшей высоте (2430 м). Изложив результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов, Н. С. Соколова пришла к заключению о невозможности уверенно датировать эту залежь и провести стратификацию отложений. Не разделяя этот вывод, мы тем не менее с большим вниманием отнеслись к указанной работе, увидев в ее результатах немало черт сходства с нашими и получив тем самым подтверждение объективности микропалеонтологических исследований, выполненных в разных лабораториях.

Методическим проблемам формирования спорово-пыльцевых спектров в горах Кавказа посвящена работа Н. Б. Клопотовской [1973], в которой сделаны принципиальные выводы о сопоставимости спектров с составом современных растительных поясов и о закономерном изменении спектров по вертикали. Тем не менее все еще остаются открытыми многие сложные вопросы интерпретации спектров из высокогорных районов, включая разнос пыльцы ветром и участие древесной пыльцы в спектрах проб, взятых выше верхней границы леса.

Особое значение приобретает правильная оценка роли заносной пыльцы широколиственных пород, в частности бука. Из литературы хорошо известно, что на равнинах количество пыльцы бука в спектрах в общем сопоставимо с ролью этой породы в растительном покрове. Поэтому при изучении степени отражения состава исходной растительности в пыльцевых спектрах пыльцу бука часто принимают за эталон и выражают по отношению к ней количественное участие пыльцы других деревьев.

В горных районах наблюдается иная закономерность. В поверхностных пробах из букового леса количество пыльцы бука колеблется от 1—3 до 62%. В середине пояса хвойных лесов пыльца бука исчезает, а затем вновь появляется в субальпийском поясе выше верхней границы леса, достигая иногда 65%, причем одновременно повышается содержание пыльцы других широколиственных пород [Клопотовская, 1973]. Этот верхний максимум пыльцы термофильных деревьев, на наш взгляд, сам по себе служит индикатором относительно недалекого произрастания указанных пород. В более высоких поясах пыльца широколиственных пород обнаруживается только в виде единичных зерен, что подтверждается данными не только Н. Б. Клопотовской, но и других исследователей, анализировавших пробы из нивальных и субнивальных районов Большого Кавказа [Кренке и др., 1970; Карташева, Трошкина, 1971].

Нами были отобраны образцы на дне Безенгийской долины — в 0,5 км ниже конца современного ледника из тонких прирусловых супесей (проба I), в 5,5 км от конца ледника из верхних горизонтов почвы в неглубокой западине (проба II) и в 7 км от конца ледника из поверхностного слоя торфа в осоковом болоте (проба III). Подсчет зерен про-

водился на четырех препаратах размером 20×20 мм, а в пробе III — на трех препаратах того же размера (табл. 1).

Проба I взята на близком расстоянии от самых высоких местообитаний сосны и березы. Ольха, а тем более граб в этом субнивальном районе не произрастают. Пыльца трав в данной пробе, вероятно, местного происхождения. Большое участие пыльцы древесных пород в почвенной пробе II можно связывать, хотя бы отчасти, с вероятным недав-

Таблица 1

Результаты спорово-пыльцевого анализа рецентных проб из Безенгийской долины, число зерен в пробе

Растения	I	II	III
Abies	—	17	2
Pinus	9	52	66
Picea	—	9	6
Alnus	4	—	3
Betula	12	1	—
Quercus	—	—	1
Fagus	—	—	5
Carpinus	2	—	2
Corylus	—	1	2
Gramineae	1	1	5
Cyperaceae	—	—	53
Artemisia	1	1	1
Compositae	—	—	2
Chenopodiaceae	1	1	—
Caryophyllaceae	—	1	1
Geraniaceae	—	1	—
Onagraceae	—	1	—
Rosaceae	—	—	1
Ranunculaceae	—	—	5
Cruciferae	—	—	2
Leguminosae	—	—	2
Polypodiaceae	4	30	16
Lycopodium	—	—	1
Selaginella selaginoides	—	—	1
Botrychium	—	95	1
Сумма пыльцы и спор	34	211	178

ним произрастанием субальпийских сосновых редколесий, тогда как пыльца пихты и ели, видимо, целиком заносная. В районе взятия пробы в настоящее время растут злаково-разнотравные луга. В спектре пробы III заметно влияние местной растительности осокового болота и окружающих его злаково-разнотравных лугов. Пыльца древесных пород, вероятно, заносная, причем не исключено, что в отдельных случаях продуцирующие ее растения приурочены к близлежащим склонам долины.

Приведенные примеры показывают, насколько сложна интерпретация спорово-пыльцевых спектров из высокогорных районов Кавказа. Важное значение здесь приобретает полный анализ состава спектров, выяснение закономерностей распределения отдельных компонентов по

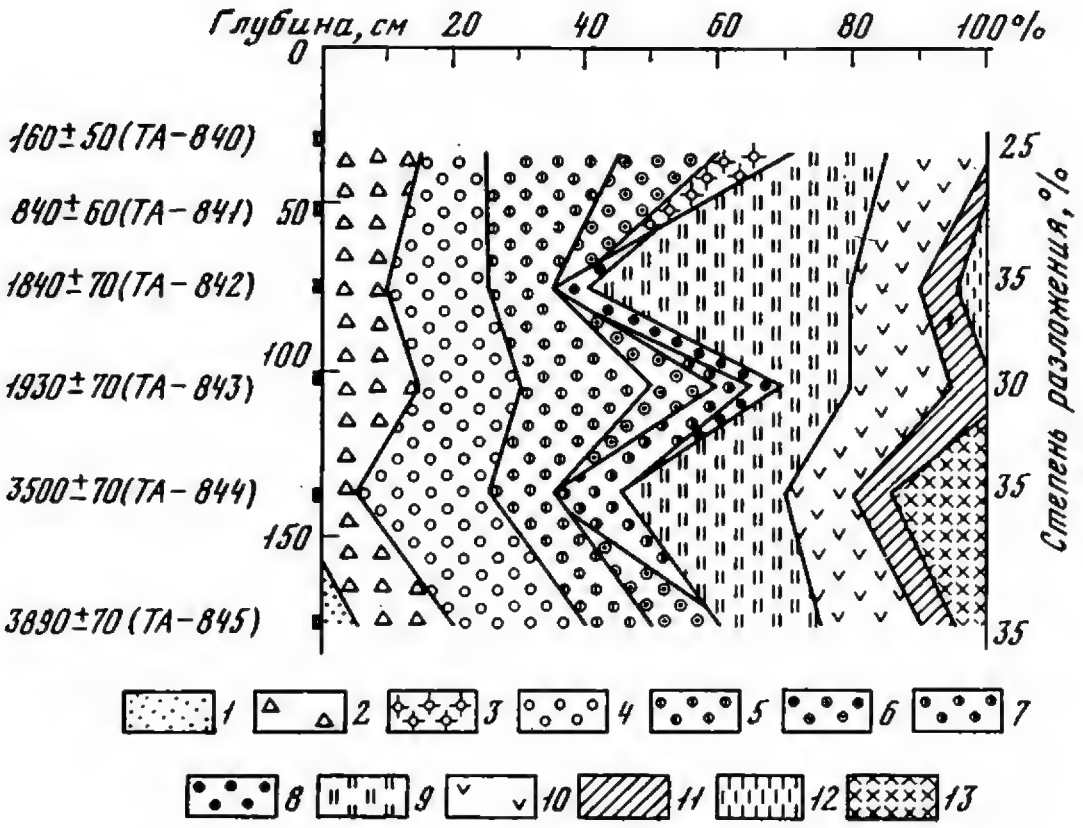


Рис. 1. Абсолютный возраст и ботанический состав торфа из болота Салканалла

1 — Bryales; *2* — Polypodiaceae; *3* — Carex sp.; *4* — C. rigida; *5* — C. muricata; *6* — C. rostrata; *7* — C. canescens; *8* — C. nigra; *9* — травы; *10* — Iris; *11* — Rhododendron; *12* — Calamagrostis; *13* — Scirpus

разрезу и их экологической совместимости. Существенно также значение экологии современных растительных группировок.

Прежде чем приступить к рассмотрению спорово-пыльцевой диаграммы, отметим положение изученного разреза в системе вертикальных растительных поясов. Урочище Криют в настоящее время интенсивно используется под пастбища и древесная растительность там отсутствует. Прилегающие крутые склоны Скалистого и Бокового хребтов, вероятно, были искони безлесными [Буш Н. А., Буш Е. А., 1932].

Верхняя граница леса на северном склоне Большого Кавказа в среднем располагается на высоте около 2200 м [Добрынин, 1948; Гвоздецкий, 1954]. А. Г. Долуханов [1956] указывает, что в центральной части Кавказа субальпийский пояс поднимается до 2400 м. Здесь наиболее характерные формации составляют криволесья и парковые редины из березы (Betula litwinowii) с участием бука (Fagus orientalis), клена (Acer trautwetterii), дубов (Quercus macranthera, Q. pontica) и др. Развита также формация стелющихся кустарников (Rhododendron caucasica, Juniperus depressa). По нашим наблюдениям, в верхней части Безенгийской долины береза быстро осваивает территории, недавно освободившиеся от льда, и растет неподалеку от края ледника на высотах порядка 1900—2000 м, тогда как сосна поднимается по крутым защищенным склонам выше 2100 м.

В свете приведенных данных можно предполагать, что урочище Криют хотя бы частично было приурочено к поясу субальпийских редколесий. Здесь могли произрастать самые разные породы: береза, как ныне на правобережье долины Черека Безенгийского; сосна, как на правобережье долины Чегема или на левобережье долины Дых-Су, а также бук, как на правобережье многих долин Балкарии. Известно, кстати, что бук поднимается высоко вверх по долине р. Хари, расположенной неподалеку от урочища Криют. О произрастании ольхи в этом урочище в конце XIX в. сообщает Н. С. Соколова [1962].

Ботанический анализ торфа (рис. 1) свидетельствует о распространении рододендрона в районе болота Салканалла вплоть до недавнего прошлого. Этот стелющийся кустарник приурочен к торфянистым почвам и встречается на осветленных местах в верхней части лесного пояса, но еще более широко — выше этого пояса, нередко в виде полосы сплошных зарослей [Буш Н. А., Буш Е. А., 1932]. Сообщества рододендрона с рябиной, малиной, можжевельником и ивой нам приходилось наблюдать в субальпийских редколесьях Безенгийской долины.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2) в общем составе заметно преобладание пыльцы травянистых растений: в большинстве спектров количество этой пыльцы удерживается на уровне 50—60%. Тем не менее участие пыльцы древесных пород редко составляет менее 30%, а в отдельных спектрах достигает 50%. Эти данные подтверждают, что во время осадконакопления район находился выше лесного пояса, однако нельзя исключить вероятность проникновения временами древесных формаций.

Состав пыльцы древесных пород свидетельствует о ведущей роли пыльцы сосны почти во всей исследованной толще, за исключением ее базальных слоев, где на первый план выступает сумма пыльцы широколиственных пород. Ближайшим источником пыльцы сосны, безусловно, могли быть сосновые леса, произрастающие за Первым перевалом, в соседней долине р. Чегем. Возможно, однако, что и в Безенгийской долине сосновые леса в прошлом занимали гораздо большие площади, чем теперь.

Вопрос об участии типичной породы субальпийского редколесья — березы в составе былых древостоев сложен. Пыльца этой породы обнаружена во всех спектрах в количестве не более 10—12%, между тем как субальпийские березняки и теперь растут на правобережье Безенгийской долины, образуя весьма устойчивые сообщества. В них преобладает порослевое размножение [Гулисашвили, 1956], вероятно, имевшее место и в прошлом. Это — основная причина малой пыльцевой продуктивности березняков.

Такая же закономерность была, видимо, присуща и ольхе в условиях близости к верхней границе леса. Н. С. Соколова [1962] ссылается на сообщение местных жителей о произрастании ольхи по окраинам болот урочища Криют в конце XIX в., тогда как в верхних спектрах изученного нами разреза пыльца этой породы составляет менее 10% от суммы пыльцы древесных пород. Ниже по разрезу количество пыльцы ольхи в отдельные интервалы достигало 15—20%, что может указывать на иную лесорастительную обстановку.

Ольшаники в настоящее время широко встречаются на влажных местообитаниях в поясе буковых лесов, в том числе и на больших высотах [Тумаджанов, 1961]. Поэтому повышенные значения пыльцы ольхи в средней части торфяной толщи — вероятный индикатор возросшей увлажненности, что подтверждается и другими данными.

Обратим внимание на увеличение количества пыльцы ели в верхних слоях торфа. В настоящее время эта порода не растет в Безенгийской и Чегемской долинах. Хотя на геоботанической карте Кабардино-Балкарии, составленной Н. А. Бушем и Е. А. Буш [1932], и показаны изолированные местообитания ели в соседних долинах, вероятнее всего, основным источником пыльцы ели (а также пихты) были темнохвойные леса Сванетии. В нижней половине исследованной залежи встречаются преимущественно отдельные пыльцевые зерна ели и пихты, тогда как в верхней прослеживаются непрерывные кривые пыльцы этих пород. В некоторых слоях торфа содержится более 10% пыльцы ели и 5%

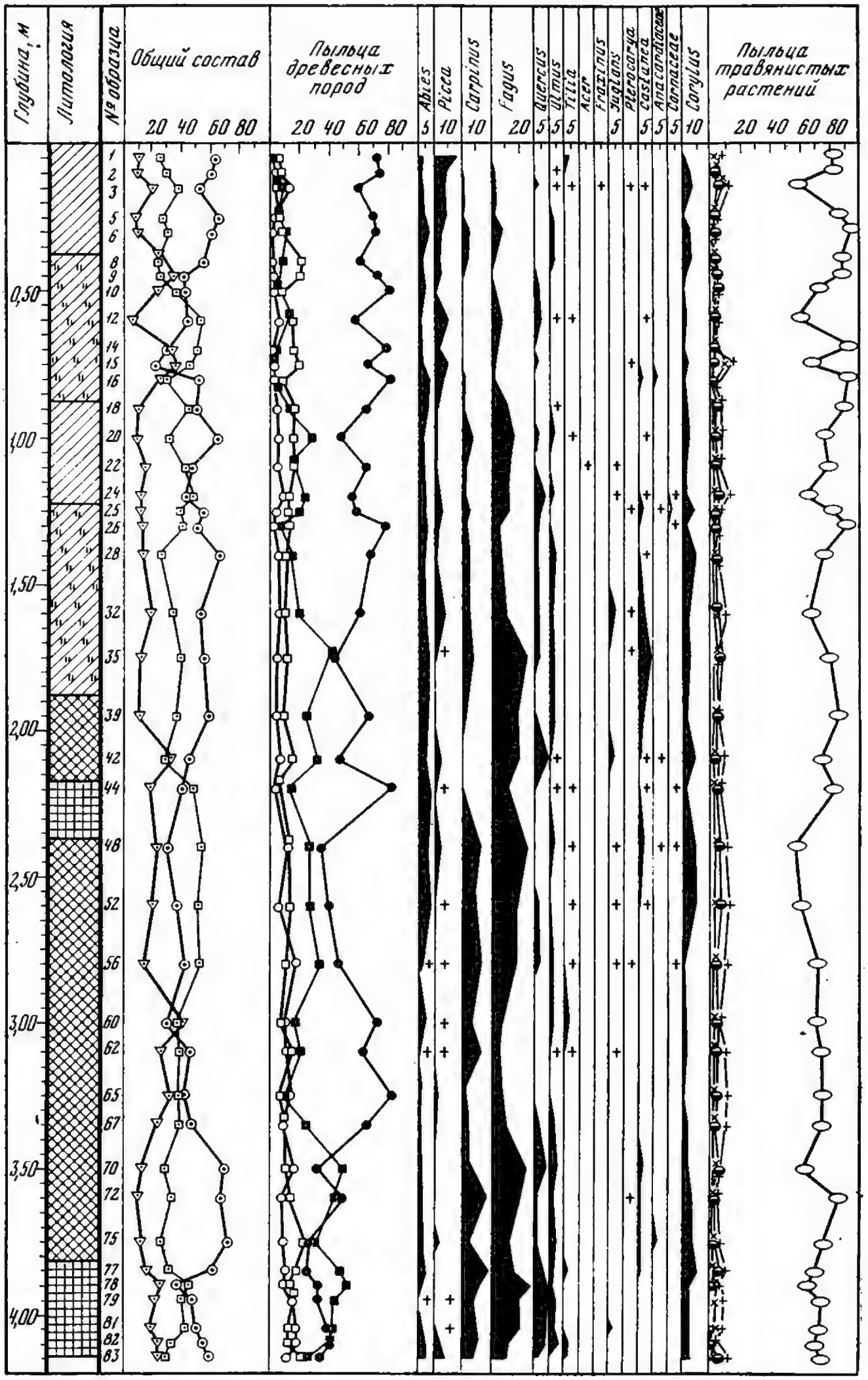
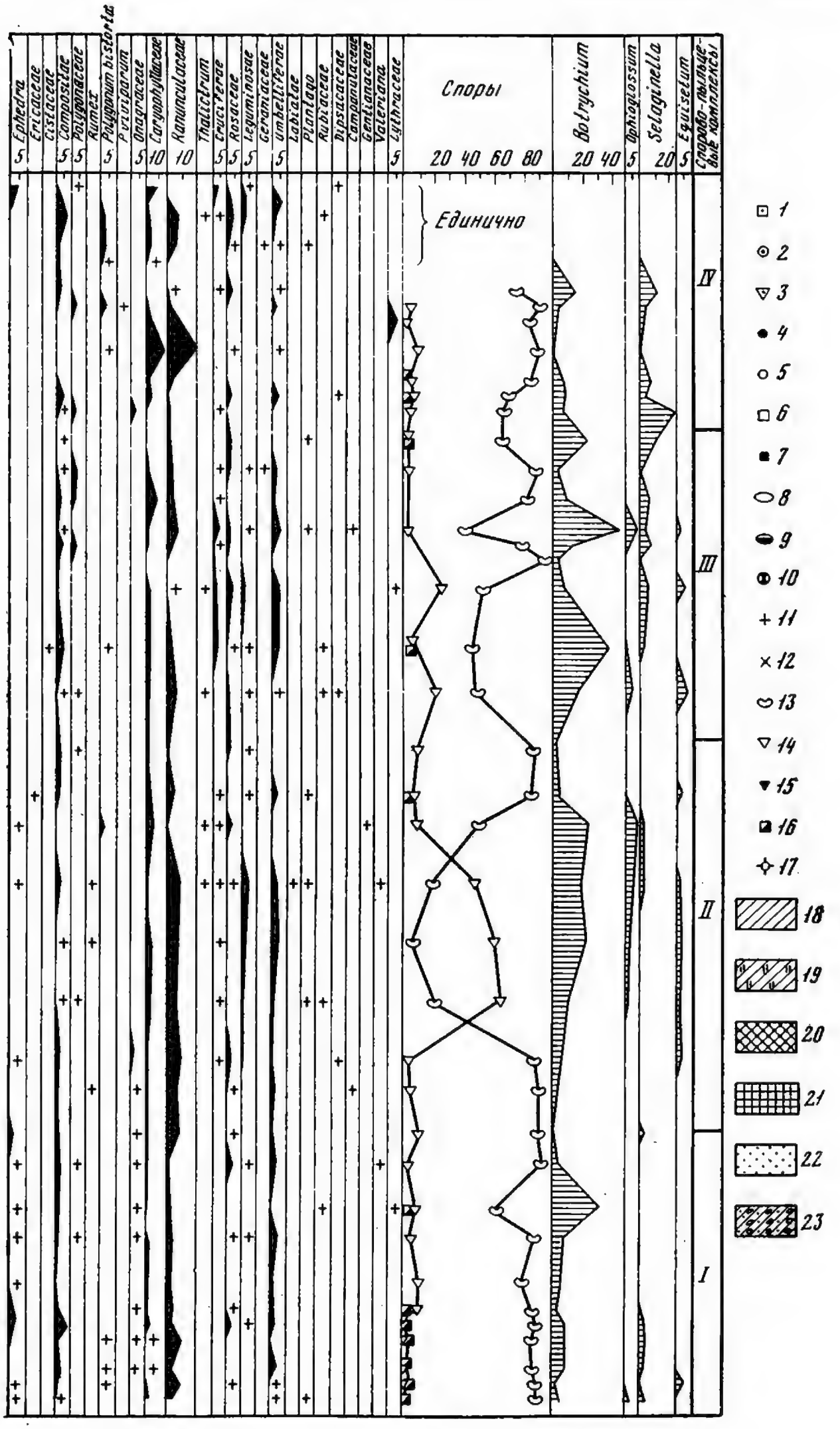


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений болота Салканалла

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца травянистых растений и кустарников; *3* — споры; *4* —Pinus; *5* — Betula; *6* — Alnus; *7* — широколиственные породы; *8* — Cyperaceae; *9* — Gramineae; *10* — Varia; *11* — Artemisia; *12* — Chenopodiaceae; *13* — Polypodiaceae; *14* — Bryales; *15* — Sphagnales; *16* — Lycopodium; *17* — Botrychium; *18* — осоковый торф; *19* — травянистый торф; *20* — сапропель; *21* — сапропель минерализованный; *22* — песок; *23* — торф опесчаненный


Ephedra
Ericaceae
Cistaceae
Compositae
Polygonaceae
Rumex
Polygonum bistorta
Pyrolaceae
Onagraceae
Caryophyllaceae
Ranunculaceae
Thalictrum
Cruciferae
Rosaceae
Leguminosae
Geraniaceae
Umbelliferae
Labiatae
Plantago
Rubiaceae
Dipsacaceae
Campanulaceae
Gentianaceae
Valeriana
Lythraceae
Споры
Единично
Bolrychium
Ophioglossum
Selaginella
Equisetum
Спорово-пыльцевые комплексы
IV
III
II
I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

пыльцы пихты. Возможно, во время накопления этих осадков происходило повышение верхней границы темнохвойных лесов в Сванетии либо возрастала интенсивность переноса пыльцы ели и пихты воздушными потоками с юга.

Разберем теперь вопрос об участии пыльцы широколиственных пород. В верхних слоях торфа количество этой пыльцы не превышает 10% и в ее составе больше всего пыльцы бука. В нижних слоях торфа содержание пыльцы бука еще более возрастает, что отражается и на росте суммы пыльцы широколиственных пород — нередко свыше 20%. Пыльца других широколиственных пород, кроме бука, в торфе, как правило, встречается в незначительном количестве. В нижней половине торфяной толщи по палинологическим данным отмечено большее разнообразие родового состава: опознаны Juglans, Pterocarya, Castanea наряду с более обычными Carpinus, Quercus и Ulmus. Пыльца Tilia и Acer в торфе встречается очень редко.

Сапропель в целом более обогащен пыльцой широколиственных пород, что служит прямым указанием на более теплые климатические условия, чем во время торфонакопления. В верхних и средних слоях озерной толщи сумма пыльцы широколиственных пород достигает 25—30%, а в нижних — 50%. В сапропелях особенно много пыльцы бука (нередко свыше 20%) и граба (до 10—15%). Содержание пыльцы дуба и вяза наиболее велико в нижних слоях; там же встречаются зерна Pterocarya и Tilia, тогда как в верхних слоях родовой состав пыльцевой флоры наиболее разнообразен. Здесь, кроме пыльцы бука и граба, обнаружена, хотя и в небольшом количестве, пыльца дуба, вяза, липы, ореха, лапины, каштана. Кривая пыльцы лещины прослеживается по всему разрезу (не более 5—10%).

Даже на основании приведенных даных по пыльце древесных пород можно сделать вывод, что период накопления сапропелей отличался теплым и влажным климатом, тогда как климат периода торфонакопления был не менее влажным, но значительно более прохладным.

В составе пыльцы трав господствует пыльца осок, что несомненно отражает локальные условия избыточного увлажнения в районе висячего торфяника, тогда как присутствующая в небольшом количестве пыльца разнотравья, злаков, маревых, полыней и прочих сложноцветных в основном поступала с окружающих территорий. Анализ состава пыльцы трав позволяет выявить относительно небольшие колебания климата. На протяжении периода формирования залежи неоднократно были интервалы с небольшим участием пыльцы полыней, сложноцветных и маревых при возросшей роли пыльцы осок, и наоборот.

Среди спор почти всюду преобладают споры папоротников и только в верхней половине толщи сапропелей на первый план выступают споры зеленых мхов. Здесь же найдены споры Equisetum и Ophioglossum, которые также присутствуют в небольшом количестве в базальных слоях торфа. В этих же слоях обнаружены макроостатки зеленых мхов (Bryum sp., Calliergon sp.). В целом в толще торфа часто встречаются споры Selaginella, гораздо менее характерные для сапропелей. Споры плаунов имеются в базальных слоях сапропелей, а также в некоторых слоях торфа.

Материалы спорово-пыльцевого анализа позволяют четко обособить несколько спорово-пыльцевых комплексов, что подкрепляется также данными ботанического анализа торфа. Кратко рассмотрим эти комплексы.

Комплекс I выделяется в базальных сапропелях (глубины 4,20—3,25 м). В составе древесной пыльцы установлено небольшое преобладание пыльцы широколиственных пород над пыльцой сосны. Среди широ

колиственных пород господствуют бук и граб, менее представлены дуб и вяз с лещиной, единично встречаются липа, каштан, сумаховые (Anacardiaceae). Роль пыльцы мелколиственных пород (ольхи и березы), как отмечалось, была невелика, причем среди берез доминировали древовидные формы. Пыльца хвойных пород обнаружена в незначительном количестве.

Среди пыльцы трав на общем фоне господства пыльцы осок выделяется заметное участие пыльцы мезофильного разнотравья (Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Umbelliferae, Leguminosae, Onagraceae и др.). Роль пыльцы прочих компонентов была незначительна: злаков — до 4%, маревых — до 4%, полыней — до 7% и прочих сложноцветных — до 8%. Только с этим комплексом связаны находки пыльцы эфедры.

В группе споровых доминировали папоротники при гораздо меньшем участии прочих компонентов. Обратим внимание, что в нижних слоях сапропелей, кроме спор папоротников, найдены только споры плаунов, гроздовника и селагинеллы.

Точные индикаторы возраста комплекса I отсутствуют. В виде предположения мы датируем его ранним голоценом (бореальный период). В это время в районе наших исследований произрастали субальпийские березняки, в составе которых было много широколиственных пород — бука, граба, вяза, дуба и др., а также ольхи. Где-то поблизости, на несколько меньших высотах указанные породы могли формировать самостоятельный лесной пояс, поскольку район Безенгийской котловины с прилегающими частями Юрской депрессии был рефугиумом термофильной растительности во время позднеплейстоценового оледенения и в начале голоцена [Галушко, 1974].

Комплекс II в средних и верхних слоях сапропелей (глубины 3,25—1,90 м) выделяется высоким содержанием пыльцы древесных пород, среди которых преобладают бук и нередко также граб. Пыльца дуба и вяза представлена в меньшем количестве по сравнению с комплексом I, зато больше пыльцы каштана. Состав пыльцы термофильных деревьев и кустарников обогащается за счет пыльцы липы, ореха, лапины, сумаховых, дереновых (Cornaceae). Участие пыльцы лещины такое же, как в комплексе I.

Содержание пыльцы пихты и ели немного возрастает; эта пыльца, вероятно, заносного происхождения. Кривая пыльцы сосны имеет два максимума (до 70—80%)—в начале и в конце формирования комплекса II, тогда как в середине ее количество уменьшается до 30%. Установлено наличие двух морфологических типов пыльцы сосны: наряду с абсолютно преобладающей формой Pinus подрода Diploxylon встречается форма с гребнем вокруг тела (1—6%).

Состав пыльцы мелколиственных пород мало меняется по сравнению с комплексом I. В составе пыльцы трав отметим лишь возросшее участие пыльцы мезофильного разнотравья. Здесь выделяется почти непрерывная кривая пыльцы Ranunculaceae (нередко до 10%). Часты находки пыльцы растений из семейств Caryophyllaceae, Umbelliferae, Leguminosae, Cruciferae, Rosaceae, а также из родов Rumex и Plantago. Среди спор еще раз обратим внимание на возросшее участие спор зеленых мхов (до 70%), гроздовника (до 30%), появление ужовника (Ophioglossum) и хвощей (Equisetum).

Время формирования комплекса II мы относим к атлантическому периоду голоцена. В районе наших исследований лесной пояс занимал тогда более высокое положение, чем в настоящее время, и отличался большим разнообразием древостоев. Заметим, что, по данным Ю. В. Маховой и Н. Г. Патык-Кары [1961], в отложениях послеледникового климатического оптимума в долине р. Домбай-Ульген содержание пыльцы ши-

роколиственных пород достигает 50% с наибольшим участием граба и вяза и несколько меньшим — бука, дуба и каштана. Этот район, ныне безлесный, расположенный на абсолютной высоте 1800 м, в ту пору оказывался в пределах пояса широколиственных лесов. Изученный нами разрез в урочище Криют тогда был приурочен, видимо, к верхней окраине лесного пояса, где в составе древостоев господствовал бук.

Комплекс III, выделенный в нижней части торфа (глубина 1,90—0,85 м), отличается ведущим участием пыльцы травянистых растений; соответственно роль пыльцы древесных пород сокращается и в ее составе больше всего пыльцы сосны. По сравнению с комплексом II уменьшается количество пыльцы бука и в еще большей степени — пыльцы граба и других широколиственных пород. Мало меняется только содержание пыльцы каштана, достигающее даже 7% на глубине 1,75 м. Зато количество пыльцы ольхи последовательно возрастает от 5% в нижней части комплекса до 15% в верхней.

Состав пыльцы травянистых растений изменяется по сравнению с комплексом II за счет большего участия пыльцы осок (до 80%), сокращения роли пыльцы разнотравья и полыней. Состав пыльцы разнотравья остается без особых перемен. Среди споровых растений установлено преобладание папоротников при значительном участии гроздовника, присутствии селагинеллы, ужовника, хвощей и зеленых мхов.

Данные ботанического анализа торфа вполне согласуются с палинологическими материалами. Выявлено постоянное присутствие остатков рододендрона, что свидетельствует о близости к верхней границе леса. Остатки камыша, вероятно, характеризуют определенную стадию развития бассейна.

В интервале между формированием комплексов II и III озеро было спущено и на этом рубеже мог быть небольшой перерыв в седиментации. Впоследствии на месте озера возникло болото, поросшее камышом и осоками.

Судя по результатам серийного радиоуглеродного датирования торфа (см. рис. 1), накопление осадков комплекса III происходило в суббореальное и раннесубатлантическое время. Граница суббореального и субатлантического периодов на спорово-пыльцевой диаграмме выражена нерезко; она приурочена, видимо, к контакту травянистого и осокового торфа на глубине около 120 см. Выше этого рубежа возрастает содержание пыльцы бука и ольхи, а также встречаются макроскопические остатки черной ольхи (Carex nigra), что можно рассматривать как признаки нарастания увлажненности климата.

Самый молодой *комплекс IV* отражает этап существенного антропогенного воздействия, которое завуалировало естественный ход развития растительности. Содержание пыльцы древесных пород в это время сокращается от 50% в нижней части комплекса до 25% в верхней, тогда как участие пыльцы трав соответственно повышается. В составе пыльцы древесных пород доминирует пыльца сосны. Пыльца бука еще образует непрерывную кривую, которая вверху выклинивается. Пыльца других широколиственных пород представлена единичными зернами заносного происхождения. Местное происхождение имеет пыльца ольхи (до 20%) и березы, количество которой вверх тоже убывает. Состав пыльцы трав и спор в общих чертах мало отличается от состава комплекса III, но в верхних спектрах появляются признаки обеднения, о которых пойдет речь ниже.

При поиске аналогов естественной растительности рассматриваемого этапа, видимо, следует обратить внимание на сероольховые леса и березняки с подлеском из лещины, характерные для Юрской депрессии Северо-Западного Кавказа [Тумаджанов, 1961]. В травяном ярусе этих ле-

сов преобладают высокотравье и папоротники. В спектрах комплекса IV заметно обилие спор папоротников, а по макроостаткам удалось определить вейник (Calamagrostis sp.), а также другие травы в значительном количестве.

В самых верхних спектрах комплекса IV выявлено некоторое повышение содержания пыльцы полыней и других сложноцветных, а также общее сокращение количества пыльцы разнотравья наряду с резким уменьшением роли спор. Уровень, выше которого возрастает общее содержание пыльцы трав и сокращается количество спор, следует, вероятно, рассматривать как индикатор интенсивного использования территории под пастбища.

Этот важный рубеж с помощью радиоуглеродного метода датирован 840±60 лет назад (ТА-841). Однако, по нашим данным, масштабы пастбищного животноводства существенно возросли только в самое недавнее время — 160±50 лет назад (ТА-840). На этом уровне торф больше не содержит остатков рододендрона и начинается крайне резкое сокращение роли спор и пыльцы всех лиственных деревьев, включая даже ольху, тогда как в составе пыльцы трав увеличивается участие пыльцы полыней и прочих сложноцветных.

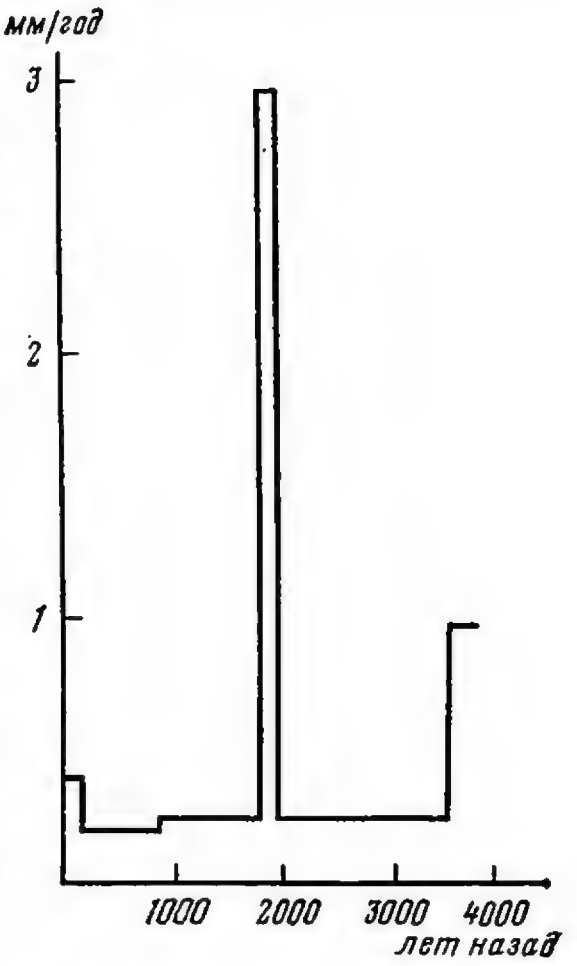


Рис. 3. Темпы прироста торфа в болоте Салканалла (по C^{14}-данным)

Таким образом, по палеоботаническим данным антропогенный ландшафт урочища Криют начал складываться только в относительно недавнее историческое время и приобрел нынешний облик лишь за последние полтора — два столетия, между тем как общая тенденция развития климата и растительности за последние 4000 лет, вероятно, мало менялась. В это время происходило общее понижение температур и некоторое нарастание увлажненности по сравнению со временем климатического оптимума голоцена.

Соответственно границы вертикальных растительных поясов сместились вниз, и район урочища Криют оказался в пределах субальпийских редколесий с зарослями рододендрона.

О постоянстве общей направленности климата за последние 4000 лет убедительно свидетельствует график темпов годового прироста торфа, рассчитанных по радиоуглеродным данным (рис. 3). Скорость торфонакопления за указанный период оставалась практически неизменной, за исключением нескольких столетий в самом начале нашей эры. Признаки значительно возросшего увлажнения в эти же века фиксируются и по палинологическим данным.

Обратимся теперь к данным диатомового анализа. Из сапропелей и торфа на этот анализ было представлено 18 образцов, более или менее равномерно распределенных по всему разрезу. Результаты анализа можно интерпретировать следующим образом.

В двух образцах из базального минерализованного сапропеля диатомовые водоросли не были найдены. Выше, на глубинах 3,65 и 3,8 м, в сапропеле встречаются единичные пресноводные североальпийские и субальпийские формы, а также формы, характерные для горных водоемов: Melosira distans var. alpigena Grun., Pinnularia lata (Bréb.) W. Sm.,

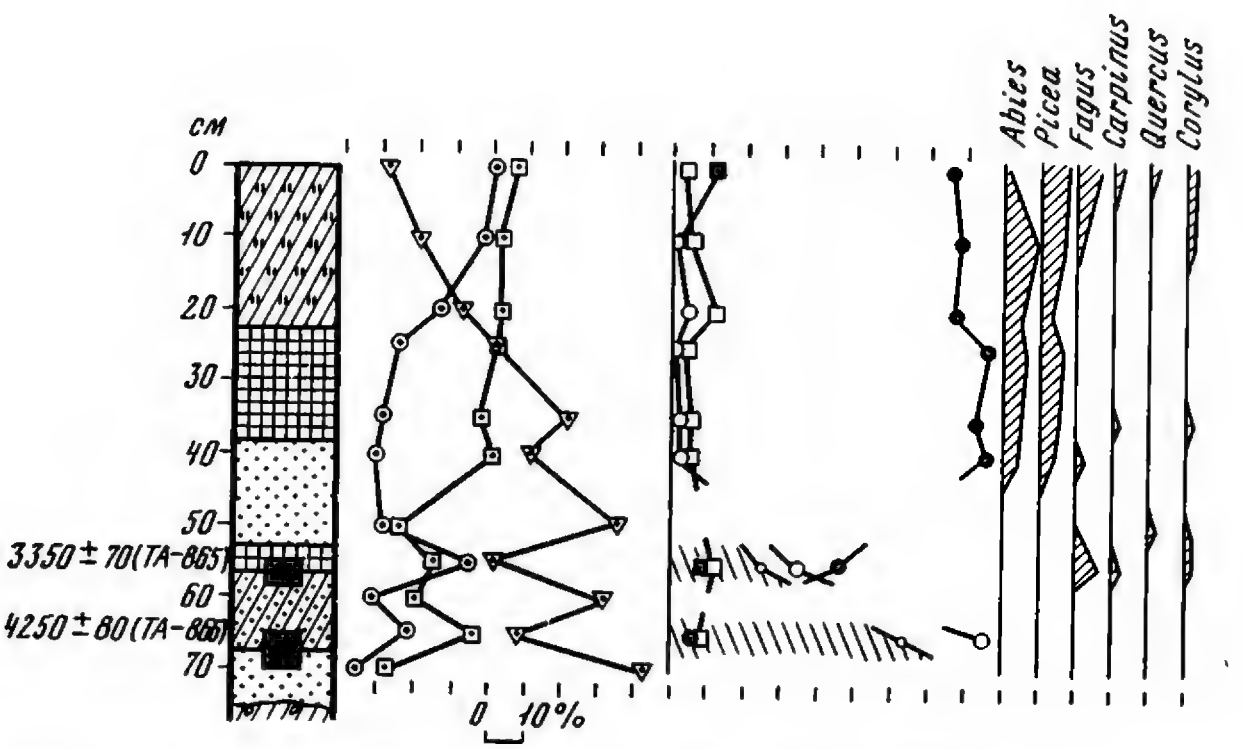


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза Безенги I

Условные обозначения см. рис. 2. Пыльца кустарниковых видов берез дополнительно выделена пунсоном меньшего диаметра и фоновой штриховкой в колонке пыльцы древесных пород

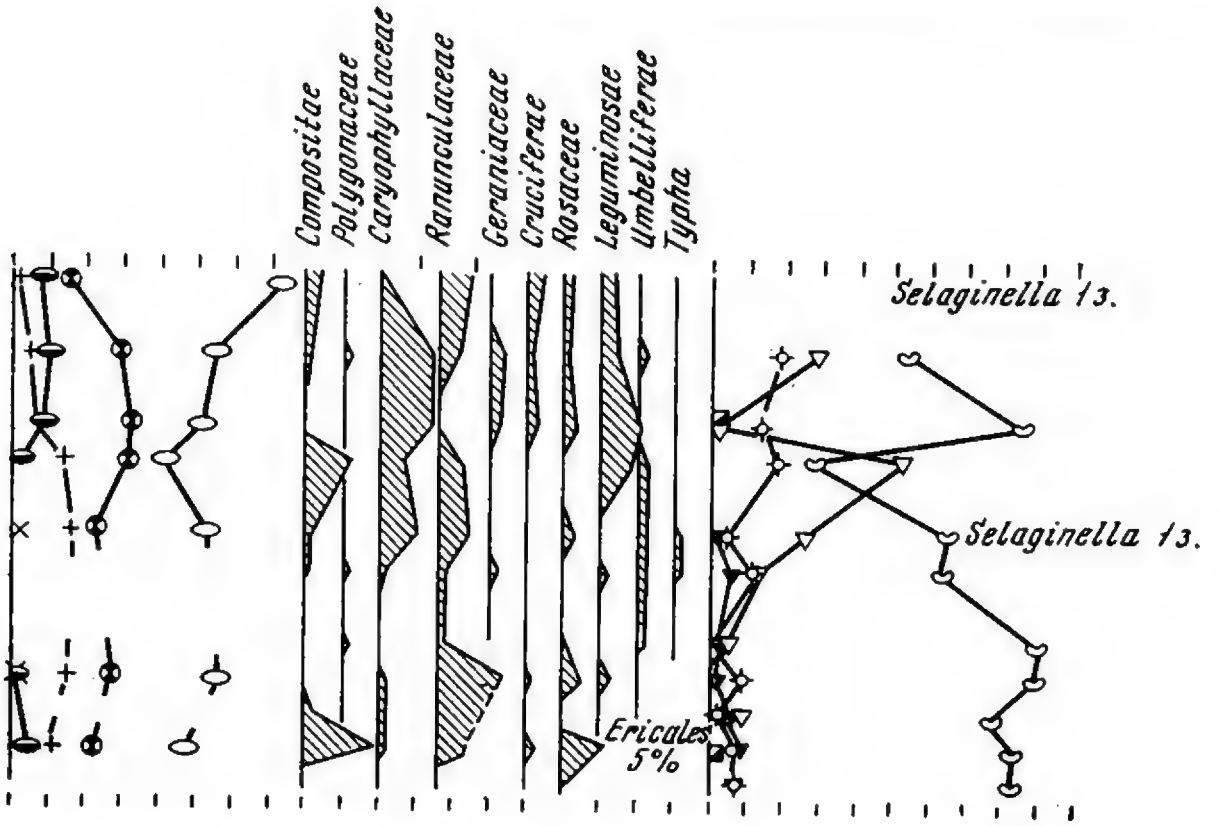
Cymbella gracilis (Rabenh.) Cl., C. heteropleura Ehr. и др. В пробах с глубин 3,05 и 3,1 м диатомовые отсутствуют.

Выше на глубинах 2,5; 2,7 и 2,9 м охарактеризован пресноводный диатомовый комплекс, представленный 29 видами и разновидностями. В пробе с глубины 2,7 м в массе встречается стенотермная холодолюбивая разновидность Melosira distans var. alpigena Grun., широко распространенная на литоралях северных и горных водоемов. В пробах с глубин 2,5 и 2,9 м она отмечена оценками «редко» (до 100 створок на препарат) и «нередко» (свыше 100 створок).

Ряд видов сходной экологии отмечен в этих же пробах единично: Meridion circulare Ag., Stauroneis phoenicentron Ehr., Pinnularia lata (Bréb.) W. Sm., Cymbella aqualis W. Sm., Gomphonema longiceps Grun., Pinnularia molaris Grun., Hantzschia elongata Grun. Другую группу составляют широко распространенные бентосные виды, обрастатели, грунтовые виды, обитающие в ручьях, болотах, канавах, на влажных скалах арктоальпийских районов: Eunotia arcus Ehr., E. praerupta Ehr., Stauronlis smithii Grun., Pinnularia streptoraphe Cl., P. viridis var. sudetica (Hilse) Hust. var. fallax Cl., Cymbella aspera (Ehr.) Cl., C. helvetica Kütz., Gomphonema angustatum var. productum Grun., C. paryulum (Kütz.) Grun., Hantzschia amphioscis. Чаще других из форм подобной экологии (до 100 экземпляров в препарате) отмечен северный олигогалобный вид Eunotia parallela Ehr.

Судя по составу рассматриваемого диатомового комплекса с его небольшим количеством видов и их малым содержанием, можно предполагать существование холодноводного бассейна олигогалобного типа, имевшего проточный режим. Образование осадков интервала 2,5—2,9 м происходило в литоральной зоне этого водоема.

На глубинах 2,15 и 2,3 м отмечено несколько единичных форм, встречавшихся и в нижележащих осадках. На данном этапе мы выделяем обстановку постепенно регрессировавшего водоема. На глубине 1,9 м диатомеи не были найдены. В торфе они также, как правило, отсутствуют, и только в пробах с глубин 1,45 и 1,7 м встречаются единичные пресноводные формы, характерные для условий литорали.



Заключения, сделанные на основе диатомового анализа, вполне увязываются с другими палеоботаническими данными. Водоем вполне мог развиваться близ верхнего предела древесной растительности, в обстановке повышенной снежности и непродолжительного вегетационного периода. Такие условия сохранялись в районе урочища Криют на протяжении бореального и атлантического периодов голоцена. Спуск озера произошел, скорее всего, в начале суббореального периода в результате регрессивной эрозии, сопряженной с очередной активизацией восходящих тектонических движений.

Возникшее на месте озера висячее болото развивалось в обстановке более холодного и влажного климата, проявившейся с середины суббореального периода. Темпы поступления минеральных веществ в болото были тогда велики. К. Р. Утсал предпринял дифрактометрическое исследование серии образцов торфа, чтобы установить их фазовый минеральный состав и по линии фона охарактеризовать качество и количество аморфного фона — предполагаемой органики. Результаты анализа приведены в табл. 2, при расчете сумма кристаллических фаз принималась за 100%.

Следует заметить, что методика исследования содержания органики по линиям фона на дифрактограмме еще носит экспериментальный характер и нуждается в дополнительном контроле. Тем не менее высокая степень минерализации торфа устанавливается даже при просмотре образцов под бинокуляром. Минеральный состав торфа, вероятно, зависит от состава питающих подземных вод. Степень разложения органических остатков колеблется в пределах 25—35%.

В целях контроля полученных нами данных по урочищу Криют обратимся к результатам изучения разрезов Безенгийской долины. Здесь в 7 км от края ледника, на высоте около 1700 м развиты краевые образования, сложенные серой мореной беккямской стадии, которая выделялась С. Л. Кушевым [1964]. В разрезе Безенги I, приуроченном к небольшой заболоченной западине, над серой мореной вскрыты следующие осадки общей мощностью около 70 см (снизу вверх): тонкий слой песка, в верхней части оторфованного, сапропель, песок, снова сапропель и торф, слагающий современное болото. Нами получены две радиоуглеродные датировки тонкослойных базальных образцов: оторфованного песка

4250±80 лет назад (ТА-866) и лежащего выше сапропеля 3350±70 лет назад (ТА-865).

Тонкорассеянная органика типа растительного детрита, обнаруженная в суглинистом прослое под беккямской серой мореной вблизи разреза Безенги I датирована А. Л. Девирцем и Э. И. Добкиной по C^{14} газовым способом 6480±500 лет назад (Мо-822). Тем самым удалось отнести беккямскую подвижку ледника к интервалу между 6500 и 4250 лет назад, т. е. к середине климатического оптимума голоцена [Серебрянный и др., 1978].

Таблица 2

Количественный дифрактометрический анализ минералов из торфа в разрезе Салканалла

Глубина, см	Содержание минералов, %					Содержание золы, %
	Гидрослюды	Хлорит	Монтмориллонит	Кварц	Полевой шпат	
27—30	15	—	20	60	5	45,32
48—50	10	10	20	50	10	
72—75	10	5	20	55	10	59,35
100—103	20	5	10	50	15	
136—139	10	5	15	50	20	
175—178	10	5	20	50	15	38,91

Чтобы выяснить природную обстановку, в которой происходила эта подвижка, рассмотрим спорово-пыльцевой спектр суглинков, вмещающих органику. Пыльца древесных пород там составляет 88%, пыльца трав —10%, а споры — около 1%. Среди пыльцы древесных пород больше всего пыльцы ольхи (66%) и березы (24%), тогда как участие пыльцы хвойных пород невелико: сосны—3%, ели — менее 1%, а сумма пыльцы широколиственных пород достигает 5%. Установлено разнообразие состава этих пород (бук, граб, дуб, вяз, липа), а также кустарников подлеска (лещина, сумах, дерен). По всей вероятности, это — спектр пойменного сероольшаника. Эта формация, описанная еще Н. А. Бушем по долинам рек Терской области, нередко встречается в поясе буковых лесов от высоты 1300 м до верхней границы леса, а также выше вместе с субальпийскими березняками. По Ю. А. Нечаеву [1955], серая ольха в субальпийских редколесьях Кабардино-Балкарии, на склонах Скалистого хребта поднимается до 2200 м.

Учитывая совокупность микропалеонтологических данных, мы полагаем, что во время накопления рассматриваемых суглинков преобладали более теплые климатические условия и верхняя граница леса в Безенгийской долине поднималась выше, чем теперь. Беккямская подвижка ледника была обусловлена повышенной увлажненностью и особенно большими нормами зимних осадков, что стимулировало усиленную аккумуляцию в области ледосбора. Во время подвижки край ледника спускался в пределы лесного пояса.

На спорово-пыльцевой диаграмме отложений разреза Безенги I (рис. 4) четко прослеживается самый молодой этап развития растительного покрова. Для субатлантического периода были характерны сообщества субальпийского осокового болота и окружающих злаково-разнотравных лугов. Вскрытые в основании разреза суббореальные слои накапливались в иных условиях: вокруг болота росли субальпийские редколесья с высоким участием березы.

Вывод о значительном повышении верхней границы леса на Кавказе во время климатического оптимума голоцена ранее был сделан только по палеонтологическим данным [Тумаджанов, Мчедлишвили, 1948; Нейштадт, 1956; Махова, Патык-Кара, 1961; и др.]; нам удалось подтвердить его комплексом микропалеонтологических и радиоуглеродных данных. Изученные нами разрезы занимают индикационное положение у верхнего предела древесной растительности, что позволяет выявить тонкие реакции лесных сообществ на воздействие климатических и антропогенных факторов. Есть основания полагать, что истинная причина исчезновения высокогорных лесов связана с хозяйственной деятельностью человека, проявившейся в последние века в связи с развитием отгонного животноводства.

ЛИТЕРАТУРА

Буш Н. А., Буш Е. А. К ботанической карте Балкарии и Дигории.— Тр. Ботанического музея АН СССР, 1932, т. 24.

Галушко А. И. Основные рефугиумы и реликты в высокогорной флоре западной части Центрального Кавказа.— В кн.: Проблемы ботаники, т. 12. Л.: Наука, 1974.

Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1954.

Гулисашвили В. З. Генезис сосновых и березовых лесов Кавказа.— В кн.: Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1956.

Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. М.: Учпедгиз, 1948.

Долуханов А. Г. Субальпийские криволесья Кавказа.— В кн.: Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию со дня рождения. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1956.

Карташова Г. Г., Трошкина Е. С. Особенности спорово-пыльцевых спектров снежно-фирновых толщ ледников Центрального Кавказа (на примере ледника Джанкуат).— В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971.

Клопотовская Н. Б. Основные закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров в горных районах Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1973.

Кренке А. Н., Бажев А. Б., Бажева В. Я., Псарева Т. В., Сурова Т. Г. Строение фирновой толщи Марухского ледника, льдообразование и миграция воды в ней.— Материалы гляциологических исследований, хроника — обсуждения, 1970, вып. 17.

Кушев С. Л. Безенгийское оледенение Центрального Кавказа.— Информационный сборник о работах по Международному Геофизическому Году, 1964, № 10.

Махова Ю. В., Патык-Кара Н. Г. К истории растительности высокогорий Большого Кавказа в голоцене.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

Нечаев Ю. А. Горные леса Кабарды.— Ученые записки Кабардинского научно-иссл. ин-та, 1955, т. 10.

Серебрянный Л. Р., Голодковская Н. А., Девирц А. Л. и др. К истории оледенения высокогорного Кавказа в голоцене.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1978, № 2.

Соколова Н. С. К истории растительности Большого Кавказа.— Вестник МГУ, сер. 5, 1962, вып. 5.

Тумаджанов И. И. Основные черты растительного покрова области средневысотных гор северо-западного Кавказа в связи с инверсией ландшафтных поясов.— Тр. Тбилисского ботанического института, 1960, т. 21. Тбилиси, 1961.

Тумаджанов И. И., Мчедлишвили П. А. Послеледниковые движения лесной растительности долины Теберды по данным пыльцевых анализов.— Тр. Тбилисского ботанического института, 1948, т. 12.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 50 1980

УДК 551.79+569+56(11)

М. В. СОТНИКОВА

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ MUSTELIDAE ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ШАМАР (МНР)

Местонахождение Шамар, расположенное в низовьях Орхон-Селенгинского междуречья, открыто в 1969 г. сотрудниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции Н. А. Кориной, Н. Т. Кузнецовым и В. П. Чичаговым. В последующие годы оно изучалось и раскапывалось сотрудниками Геологического и Палеонтологического институтов АН СССР. Предварительные данные о разрезе и составе фауны этого местонахождения приведены в работе Е. В. Девяткина и В. С. Зажигина [1974], что дало возможность определить возраст костеносной толщи в пределах позднего плиоцена. Детальный разрез Шамара, составленный В. И. Жегалло, приведен в книге И. Г. Лискун и Д. Бадамгарав [1977]. Комплексный анализ палеомагнитных и фаунистических материалов позволил уточнить возраст позднеплиоценовых отложений. Фаунистический горизонт в разрезе Шамар, по данным М. А. Певзнера, соответствует границе палеомагнитных эпох Гаусс—Матуяма [Зажигин и др., 1973].

Дальнейшие исследования были направлены на детальное изучение большого фаунистического материала из этого местонахождения. Антилопы (семейство Bovidae Gray) монографически описаны Е. Л. Дмитриевой [1978]. Ревизия гиппарионов Центральной Азии проведена В. И. Жегалло [1979]. В фауне Шамар эти две группы представлены типичными центральноазиатскими формами.

Изучение хищных млекопитающих Шамара позволило установить, что здесь можно выделить комплекс хищников, в целом типичный для классических местонахождений с фауной виллафранкского облика Европы и Азии. В состав этого комплекса входят не только роды, но и виды, общие для виллафранкских фаун Евразии [Сотникова, 1976].

Некоторые представители семейства Mustelidae, впервые найденные на территории МНР, описываются в настоящей статье.

Семейство Mustelidae Swainson, 1835
Подсемейство Mustelinae Gill, 1872
Род Pannonictis Kormos, 1931

Mustela, Teilhard et Piveteau, 1930, стр. 107, табл. XXI, фиг. 2
Martes, Teilhard et Leroy, 1945, стр. 8, фиг. 3.

Типовой вид. Pannonictis pliocaenica Kormos, 1931

Диагноз. См. Kormos, 1931

Состав рода. Pannonictis pliocaenica Kormos, 1931
Pannonictis pachygnatha (Teilhard et Piveteau, 1930)
?Pannonictis pilgrimi Kormos, 1934

Сравнение. От всех родов, объединенных в семейство Mustelidae, род Pannonictis отличается размерами, строением нижнего и верхнего хищнических зубов, строением черепа и формой нижней челюсти. Наибольшее сходство он обнаруживает с южноамериканскими родами Grison Oken, Galera Browne и, особенно, с плио-плейстоценовым европейским родом Enhydrictis Major 1901, от которого отличается более круп-

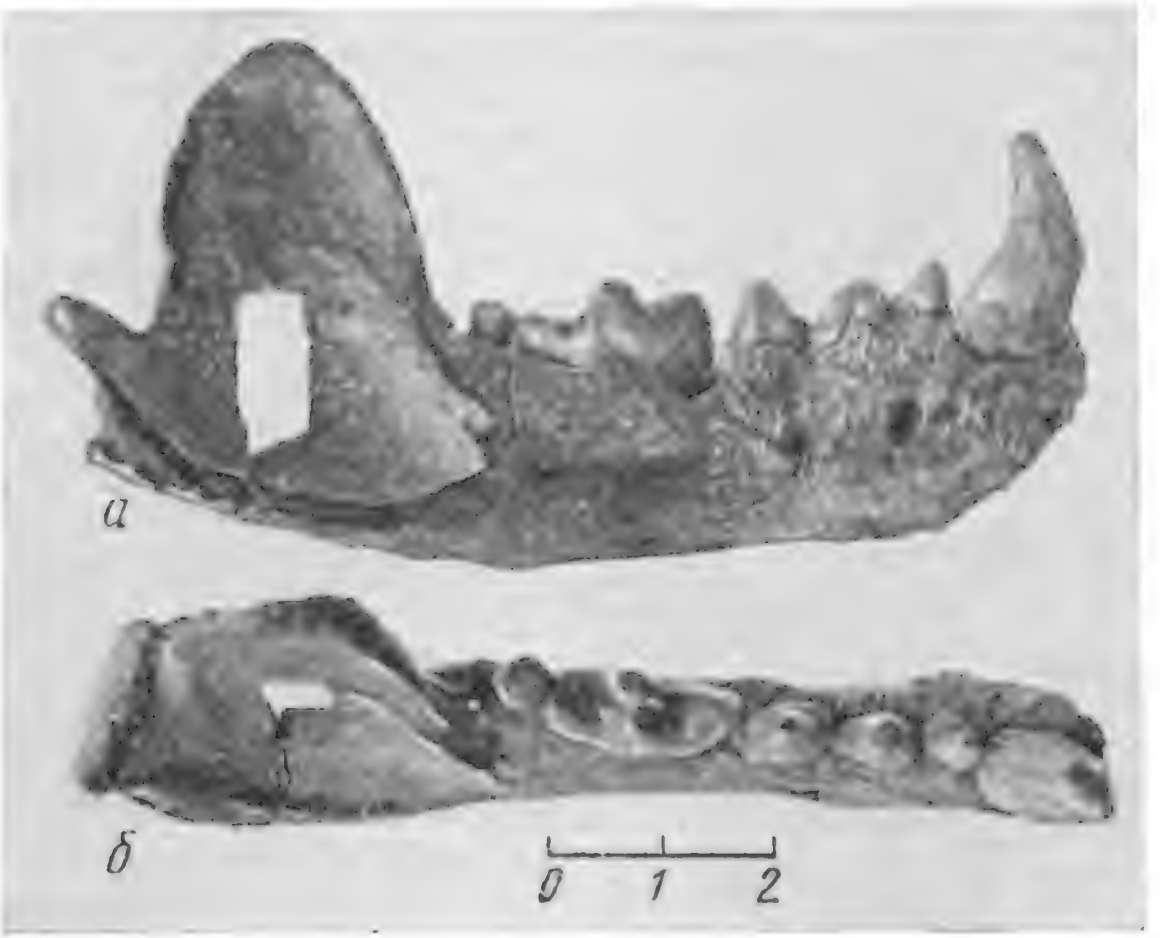


Рис. 1. Pannonictis pachygnatha (Teilh. et. Piv.), N 3381—197, ПИН, нижняя челюсть. МНР, Шамар, верхний плиоцен

а — вид сбоку, *б* — вид сверху

ными размерами и некоторыми особенностями в морфологии черепа.

Распространение. Род Pannonictis известен из виллафранкских отложений Европы: в Венгрии (Виллань 5,3. Беременд 4. Чарнота I); Азии: в Китае (Нихэвань, Юше); в МНР (Шамар). Отдельные, фрагментарные находки известны в Европе из поствиллафранкских отложений.

Pannonictis pachygnatha (Teilhard et Piveteau, 1930)

Mustela pochygnata, Teilhard. Piveteau 1930, стр. 107, табл. XXI, фиг. 2. фиг. 2.

Martes pachygnatha, Teilhard, 1945, стр. 8, фиг. 3.

Материал. Две ветви нижней челюсти с полным зубным рядом, моляры сильно стерты. Коллекция ПИН 3381-197 (рис. 1).

Диагноз. Крупный представитель семейства Mustelidae. В нижней челюсти имеются только три премоляра. Нижний хищнический зуб с метаконидом и талонидом, несущим посередине чашеобразную выемку. Угловой отросток короткий, венечный отросток невысокий, его верхушка сзади косо срезана. Подбородочных отверстий 2—3. Цингулярный воротничек у основания клыка развит слабо. Премоляры широкие.

Описание. Две ветви нижней челюсти принадлежат крупному представителю семейства куньих, по размерам среднему между барсуком и росомахой. Нижняя челюсть чрезвычайно массивная, симфизная часть мощная, две ветви нижней челюсти срастаются на уровне P_3. Угловой отросток очень короткий, ямка жевательной мышцы (p. masseterica) глубокая, ее передний край доходит в челюсти до уровня заднего края хищнического зуба M_1. Венечный отросток (pr. coronoides) относительно невысокий, верхняя часть заднего края его косо срезана, подбородочных отверстий 2—3. Симфизная часть шероховатая, сморщенная, как у росомах.

Нижний клык покрыт тоненькими бороздками, за счет чего эмалевый слой морщинистый. Цингулярный воротничек клыка развит слабо. В каждой ветви нижней челюсти три премоляра и два моляра. Следов P_1 нет. P_2 косо расположен по отношению к основной оси зуба. Второй и третий премоляры однобугорковые. P_3— с хорошо заметным цингулярным воротничком. P_4 массивный, позади основного бугорка имеется небольшой задний бугорок, как на P_4 росомах. На внутренней стороне M_1 располагается хорошо выраженный метаконид; протоконид на наружной стороне зуба несет четкий гребень, почти перпендикулярно спускающийся к основанию коронки зуба у заднего края переднего корня. Подобного гребня нет на зубах Gulo, Martes, Meles и Lutra. Талонид

Таблица 1

Промеры нижних челюстей рода Pannonictis Kormos.

Промеры	Местонахождение				
	Юше	Нихэвань	Шамар	Виллань	
				Ов. 3596	Ов. 3600
Длина от сочленовного мышелка до резцов	86	—	83	—	—
Длина C_1—M_2	51	—	54	—	—
Длина C_1	—	—	9	11	—
Ширина C_1	—	—	7,8	7,3	—
Длина P_2	5,0	—	5,5	5,5	—
Ширина P_2	—	—	4,7	3,2	—
Длина P_3	6,5	—	6,8	6,7	—
Ширина P_3	—	—	4,7	4,0	—
Длина P_4	9,0	—	8,5	7,7	8,2
Ширина P_4	—	—	5,0	4,2	4,3
Длина M_1	16,0	16,0	16,4	15,3	15,4
Ширина M_1	6,0	—	7,5	6,8	6,3
Длина талонида	—	—	5,1	—	—
Длина тригонида	—	—	11,7	—	—
Длина M_2	—	—	4,3	—	—
Ширина M_2	—	—	5,4	—	—
Высота M_2	17,0	17,0	19,4	17,0*	—

* Измерено по рисунку.

M_1 хорошо развит, занимает $^1/_3$ хищнического зуба и представляет собой чашеобразную выемку, край которой понижается к внутренней стороне зуба. M_2 массивный округлый, его продольный диаметр практически равен поперечному.

Сравнение. Нижняя челюсть крупного мустелида из местонахождения Шамар практически не отличается от нижних челюстей «Martes» pachygnatha Teilh. et Piv., описанных из отложений китайского виллафранка [Teilhard. et Piveteau, 1930]. От европейской ? Pannonictis pilgrimi Kormos азиатская форма отличается крупными размерами. Pannonictis pachygnatha (Teilh. et Piv.) чрезвычайно близка европейской P. pliocaenica Kormos, от которой как шамарская, так и остальные, известные из Азии находки, отличаются несколько бо́льшими размерами и шириной премоляров (табл. 1).

Замечания. Род Pannonictis Kormos близок, а возможно, родственно связан с родом Enchydrictis Major. Таксономия видов, входящих в состав этих родов, до конца не ясна.

Род Enchydrictis был выделен Ф. Майором в 1901 г. по черепу, про-

исходящему из плейстоценовых (? доминдельских) отложений Сардинии. Череп принадлежит более мелкому, чем Pannonictis мустелиду. По строению затылочной области он напоминает выдр, а по морфологии лицевой части черепа частично сходен с южноамериканскими родами Grison и Galera. Род Enchydrictis был описан только по черепу; нижняя челюсть, отнесенная Ф. Майором к этому роду, но не описанная, хранится в музее в Базеле и по свидетельству Т. Кормоша очень мало отличается от мандибулы самых мелких экземпляров рода Pannonictis. Последний был выделен Т. Кормошем в 1931 г. по многочисленным находкам крупных представителей семейства Mustelidae из Вилланьских гор. Первоначально все находки были отнесены к одному виду P. pliocaenica Kormos.

На основе богатейшего материала (около двух тысяч костей, из них два черепа и 12 нижних челюстей) Т. Кормошем был дан прекрасный диагноз рода и приведены четкие различия между родами Pannonictis и Enchydrictis.

Эти отличия в основном прослеживаются на черепах. Довольно массивный череп Pannonictis по морфологическим признакам в целом оказался средним между барсуком и росомахой. Череп более мелкого Enchydrictis, за исключением некоторых деталей, имеет признаки рода Lutra. Сходные зубные характеристики этих двух форм дали основание Т. Кормошу предположить близкородственные связи Pannonictis и Enchydrictis [Kormos, 1931]. Затем более мелкие экземпляры рода Pannonictis были отнесены к новому виду P. pilgrimi Kormos [Kormos, 1934].

Ж. Вире показал, что различия между двумя видами Pannonictis, описанными Т. Кормошем, состоят не только в размерах. В основном они прослеживаются на черепе в строении слуховых капсул. Расположение слуховых отверстий приближает меньшую форму — P. pilgrimi к роду Lutra и еще более к роду Enchydrictis.

Б. Куртен без всяких сомнений считает P. pilgrimi синонимом Enchydrictis ardea Bravard [Kurten, 1968]. Эта форма широко распространена в Европе с начала виллафранка.

Однако итальянские исследователи не разделяют точку зрения Ж. Вире и Б. Куртена о возможности включения формы Pannonictis pilgrimi Kormos в род Enchydrictis. Г. Фиккарелли и Д. Торре отмечают, что P. pilgrimi из местонахождения Беременд морфологически отличается от Enchydrictis из Сен-Валье и предлагают сохранить название P. pilgrimi для венгерских ископаемых форм, если даже их принадлежность к роду Pannonictis не совсем доказана. Таким образом, Pannonictis pilgrimi Kormos в настоящее время до некоторой степени условно относится к роду Pannonictis [Ficcarelli, Torre, 1967].

Среди азиатских находок были описаны два новых вида семейства Mustelidae — Martes crassa Teilhard и Martes pachygnatha Teilhard et Piveteau [Teilhard et Leroy, 1945]. Эти две несомненно близкие формы имеют много общего в морфологии нижней челюсти (укороченная нижняя челюсть, частые и широкие зубы, мощная симфизная часть) и, по мнению П. Тейяр де Шардена, заслуживают нового родового названия.

В настоящее время остатки более крупной формы «Martes» pachygnatha представлены достаточно однородным материалом. Они найдены в Азии в трех местонахождениях с фауной виллафранкского возраста и, очевидно, принадлежат одному роду и виду. По размерам и морфологии нижней челюсти они только незначительно отличаются от голотипа P. pliocaenica и уверенно относятся нами к европейскому роду Pannonictis.

Родовая принадлежность «Martes» crassa пока остается невыясненной. Мелкие размеры, относительное сходство с P. pachygnatha, бли-

зость морфологии нижних зубов к роду Lutra, отмеченная Р. Тейяр де Шарденом, напоминают родовые признаки рода Enchydrictis. Однако отсутствие достаточного материала позволяет пока только строить предположения.

П. Тейяр де Шарден, описывая в 1945 г. — виды «Martes» crassa и «Martes» pachygnatha, предположил, что эти крупные мустелиды представляют собой естественную линию, в основании которой стоит Martes palaeosinensis (Zd.) из понтических отложений Китая. Современные данные не позволяют согласиться с этой точкой зрения. Э. Андерсон, проводя ревизию рода Martes Старого и Нового Света, ставит M. palaeosinensis в основание линии подрода Pekani, не связывая ее с группой crassa — pachygnatha. Она отмечает также большое своеобразие последней и не рассматривает ее в составе рода Martes [Anderson, 1970]. Неясно и стратиграфическое положение M. crassa. Возраст отложений, из которых происходит находка, указывается как средний плиоцен или виллафранк [Teilhard et Leroy, 1945]. В этом случае сомнительно, что виллафранкская P. pachygnatha могла отделиться от M. crassa, как предполагал Р. Тейяр де Шарден. Скорее всего в Азии, так же как и в Европе, сформировались две параллельные линии крупных мустелид.

В Европе самые ранние находки представителей рода Pannonictis известны на границе виллафранка и русциния (Чарнота I) [1], Enchydrictis — в основании виллафранка (Этуар). Таким образом, два рода морфологически близких крупных мустелид появляются в Европе и, по-видимому, в Азии где-то на границе русциния и виллафранка или в самом начале виллафранка и вымирают в Европе в раннем плейстоцене. Третья линия, представленная близко родственным родом Trigonictis Hibbard, по данным Б. Куртена, развивалась в Неарктике с раннего бланко и рассматривается на этой территории, предположительно, как иммигрант из Азии [Kurten, 1968]. Происхождение современных южноамериканских родов Grison и Galera от позднеплиоценовых Pannonictis и Enchydrictis вызывает некоторые сомнения. Итальянские исследователи считают, что род Grison связан с особой филогенетической линией, отделившейся от главной ветви перед верхним миоценом, так как строение глазниц у него более примитивное, чем у миоценовых представителей этой группы [Ficcarelli, Torre, 1967]. Б. Куртен сомневается была ли действительно филетическая связь между плиоценовыми и современными, чрезвычайно географически отдаленными группами, или это сходство вызвано определенными адаптивными приспособлениями к одинаковому образу жизни. Во всяком случае, пока не найдено промежуточных форм этот вопрос остается открытым.

Происхождение плиоценовых крупных мустелид, в частности рода Pannonictis, возможно, связано с азиатскими предками. О. Зданский в 1927 г. описал из верхнемиоценовых отложений Китая неполный череп и нижнюю челюсть крупного представителя семейства Mustelidae, систематическое положение которого было неясно из-за своеобразного строения черепа и отсутствия в материале нижнего хищнического зуба. О. Зданский рассматривал эту форму как новый вид, родовая принадлежность которого в настоящее время установлена быть не может. Китайская находка была классифицирована О. Зданским как Mustelidae gen. indet, sp. nov. [Zdansky, 1927]. Т. Кормош первый обратил внимание на сходство китайской миоценовой формы с европейским родом Pannonictis. Несмотря на все имеющиеся отличия китайский мустелид имеет серию признаков, входящих в родовое определение Pannonictis:

[1] По данным Ж. Шалина и Ж. Мишо, стратиграфическое положение фауны из местонахождения Чарнота I соответствует самым верхним горизонтам русциния [Chaline a. Michaux, 1972].

Рис. 2. Meles suillus Teilhard, N 970—10, ГИН, левая ветвь нижней челюсти с P_3—M_2, МНР, Шамар, верхний плиоцен

а — вид сбоку, *б* — вид сверху

среди них такие, как форма верхнего хищнического зуба, сходная с Grison и почти абсолютно похожая на Panninictis. Итальянские исследователи также допускают возможность происхождения плиоценовых крупных мустелид от верхнемиоценовых азиатских предков. Находки Pannonictis в Китае и МНР, очевидно, делают это предположение еще более вероятным.

Экология. Представители рода Pannonictis, по данным Б. Куртена, Т. Кормоша и др., вели наземный образ жизни, населяли открытые степные ландшафты. Зоогеографический анализ распространения рода Pannonictis показывает, что эта форма была характерна для областей с более континентальным климатом. Находки P. pachygnatha — P. pliocaenica отмечаются от Китая до Венгрии и никогда не были встречены в многочисленных и хорошо изученных виллафранкских фаунах Средиземноморья.

Геологическое и географическое распространение. Верхний плиоцен: МНР, (Шамар); Китай, (Юше и Нихэвань).

Подсемейство Melinae Burmeister, 1850
Род Meles Brisson, 1762
Meles suillus Teilhard, 1945

Материал. Левая ветвь нижней челюсти с P_3—M_2, сохранились альвеолы от P_1 и P_2, венечный и сочленовный отростки обломаны. Коллекция ГИН-970-10. (рис. 2)

Диагноз. Нижний клык трехгранный, P_1 присутствует, хищнический зуб с необычайно удлиненным талонидом. M_2 очень крупный.

Описание. Нижний край мандибулы поднимается вверх к угловому отростку на уровне заднего края M_1. Гребень, проходящий по нижнему краю ямки жевательной мышцы, протягивается к угловому отростку.

Клык крупный, в сечении отчетливо трехгранный, углы граней острые. Грани клыка покрыты морщинистой эмалью. P_1 и P_2, судя по альвеолам, однокоренные. P_3 и P_4 имеют по одному главному бугорку, цингулярный воротничек очень слабо выражен. Нижний хищнический зуб крупный, протоконид заметно выше и массивней параконида и метаконида. Талонид очень длинный, несет шесть отчетливо выраженных бугорков. Его длина, измеренная по наружной стороне коронки, равна длине тригонида. Эмаль зуба складчатая. M_2 необычайно крупный, овальной формы.

Сравнение. От позднеплиоценовых Meles thorali Viret, Meles chiai Telh. и современных представителей рода Meles, шамарский барсук отличается комплексом характерных признаков; примитивных — присутствие P_1 и преобладание протоконида на тригониде M_1; ультраспециализированных — крупные размеры и треугольная форма клыка, вытянутый талонид на M_1, крупный M_2.

На основании этих морфологических особенностей барсук из Шамара относится к виду Meles suillus Teilhard, известному из плиоценовых отложений Китая. От M. suillus из Эртемте он отличается меньшим количеством бугорков на талониде и более слабыми и тонкими премолярами со слабо развитыми цингулярными воротничками [Schlosser, 1924]. От голотипа Meles suillus из Юше шамарский барсук отличается только меньшей шириной M_1 и строением P_2, с одним корнем [Teilhard et Leroy, 1945] (табл. 2).

Таблица 2

Промеры нижних челюстей Meles suillus Teilhard

Промеры	Местонахождение		
	Эртемте	Юше, № 25636	Шамар, к. 970
Длина C—M_2	—	53	48,5
Длина P_1—P_4	20	20,5*	20,5
Длина P_4	9	7,2	7,0
Ширина P_4	—	—	4,2
Длина M_1	18	18,0	18,5
Ширина M_1	—	13,6	8,6
Длина талонида M_1	9	9	9
Длина M_2	—	—	8,7
Ширина M_2	—	—	7,5
Высота челюсти перед P_2	14	16*	15
Высота челюсти за M_1	15	16,5*	14

Замечания. Род Meles сложился в плиоцене. Это азиатский род, развивавшийся независимо от американских барсуков рода Taxidea.

Вид Meles suillus настолько своеобразен, что предположения относительно происхождения и филогении этой группы пока невозможны.

Точное стратиграфическое положение голотипа Meles suillus из Юше едва ли возможно установить, находка принадлежит к старой коллекции Лисана и, предположительно, П. Тейяр де Шарденом относится к среднему плиоцену (раннему виллафранку по нашим представлениям). По имеющемуся материалу нет пока оснований разделять китайского барсука из Юше и монгольского из Шамара на видовом уровне. Так количество корней в P_2 по В. Г. Гептнеру считается в роде Meles не видовым, а расовым признаком. Другие особенности шамарского барсука, возможно, связаны с молодым индивидуальным возрастом этого экземпляра (клык в нижней челюсти начинает функционировать).

Остатки Meles cf. taxipater Schlosser из Эртемте были отнесены П. Тейяр де Шарденом к виду M. suillus по неполному хищническому зубу M_1 и обломку нижней челюсти с премолярами. Среднеплиоценовый барсук из Эртемте по морфологическим признакам значительно отличается от позднеплиоценовых барсуков Шамара и Юше, что может быть связано с большим временным диапазоном, разделяющим эти находки. Более сложное строение премоляров и талонида M_1 указывает на бóльшую примитивность Meles из Эртемте.

Экология. Низкие, широкие премоляры, массивные многобугорчатые M_1 и M_2, крупный техгранный клык свидетельствуют о ярковыраженной всеядности и роющих приспособлениях Meles suillus. Эти особенности морфологии зубов в подсемействе Melinae характерны для более южных форм, обитающих в жарком климате.

Геологическое и географическое распространение. Средний плиоцен: ?Китай (Эртемте). Верхний плиоцен: МНР (Шамар); Китай (Юше).

Заключение. Семейство Mustelidae в фауне Шамар представлено двумя весьма своеобразными формами.

Meles suillus, очевидно, был центральноазиатским эндемиком, так как подобных и даже близких форм в Европе пока не найдено.

Pannonictis, наоборот, одна из немногих широкораспространенных форм, позволяющих коррелировать центральноазиатскую и европейскую фауны.

В фауне Юше и Шамар Pannonictis pachygnatha встречается вместе с Meles suillus. В более молодом по возрасту местонахождении Нихэвань (поздний виллафранк) P. pachygnatha встречена уже вместе с Meles chiai Teilhard — формой более близкой к современной.

Таким образом, ассоциация Meles suillus и Pannonictis pachygnatha, возможно, служит стратиграфическим репером для раннего виллафранка Центральной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

Девяткин Е. В., Зажигин В. С. Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны млекопитающих Северной Монголии.— Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии, 1974, вып. 1.

Дмитриева Е. Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий.— Тр. Совм. Совет.-Монгольск. пал. экспед., 1978, вып. 6.

Жегалло В. И. Гиппарионы Центральной Азии.— Тр. Совм. Совет.-Монгольск. пал. экспед., 1979, вып. 7.

Зажигин В. С., Корина Н. А., Певзнер М. А. Палеомагнитные исследования эоплейстоценовых отложений Северной Монголии.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Часть III. Баку, 1973.

Лискун И. Г., Бадамгарав Д. Литология кайнозоя Монголии.— Тр. Совм. Совет.-Монгольск. научно-исследовательской геологической экспедиции, 1977, вып. 20.

Сотникова М. В. Верхнеплиоценовые Carnivora Центральной Азии.— Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1976, № 11.

Anderson E. Quaternary Evolution of the genus Martes (Carnivora, Mustelidae).— Acta Zoologica Fennica, 1970, 130.

Chaline J. and *Michaux J.* An account of Plio-pleistocene Rodent fauna of Central and Western Europe, and the question of the Plio-pleistocene Boundary.— В кн.: Сборник докладов международного коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М., 1972.

Ficcarelli G., Torre D. Il. mustelide Enhydrictis galictoides del Pleistocene della Sardegna.— Palaeontogr. Italica, 1967. LJ vol. LXIII (n. ser. Vol. XXXIII).

Kormos T. Pannonictis pliocaenica n. g., n. sp., a new giant Mustelid from the late Pliocene of Hungary.— Ann. Inst. Reg. Hung. Geol., 1931, XXIX.

Kormos T. Neue und wenig bekannte Musteliden aus dem ungarischen Oberpliozan.— Folia Zool. et Hydrobiol. Latvijas Univ. sistemat. Zool. Inst. Riga, 1934, V, n. 2.

Kurten B. Pleistocene Mammals of Europe. London, 1968.

Schlosser M. Tertiary Vertebrates from Mongolia.— Pal. Sinica 1924, Ser. C. Vol. 1, Tax 1, p. 9—10.

Teilhard de Chardin P. et *Leroy P.* Les Mustelides de China.— Publ. de l'Institut de Geobiologie, 1945, No. 12.

Teilhard de Chardin P. et Piveteau G. Les mammiferes fossiles de Nihowan (Chine).— Ann. Paleont., 1930, XIX.

Viret J. Le loess a bancs durcis de Saint — Vallier (Drome) et sa faune de Mammiferres villafranchiens.— Nuov. Arch. Museum d'Histoire naturelle de Lyon, 1954, fasc. IV.

Zdansky O. Weitere Bemerkungen über fossile Carnivoren aus China.— Pal. Sinica, 1927, ser. C., IV fasc. 4.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 554.569(497.1)

В. П. АЛЕКСЕЕВ

К СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ИСКОПАЕМЫХ ЧЕРЕПОВ ИЗ КРАПИНЫ

Тщательное морфологическое описание крапинских находок, осуществленное Ф. Смитом [Smith, 1976] и содержащее также необходимые измерения, существеннейшим образом расширяет наши знания морфологии крапинских форм по сравнению со старыми работами [Gorjanović-Kramberger, 1906; Hrdlička, 1930]. Геологические, палеонтологические и чисто археологические обстоятельства находок в Крапине получили исчерпывающее освещение на современном уровне знаний в опубликованных материалах специального симпозиума, посвященного столетию их открытия и проведенного в Загребе [Krapina..., 1970][1]. Все это делает местонахождение в Крапине одним из наиболее хорошо изученных среди других европейских местонахождений с остатками неандертальского человека. Была осуществлена и новая реконструкция внешнего вида крапинского человека [Stern, 28.XI 1974], не более убедительная, естественно, чем все остальные.

В конце января 1978 г. автор имел возможность во время пребывания в Загребе посетить Геолого-палеонтологический музей и с любезного разрешения директора музея, профессора И. Чернолаца осмотреть оригиналы костных остатков крапинских неандертальцев. Целью этого визита и знакомства с подлинниками крапинских находок было в первую очередь измерение некоторых признаков, отсутствующих в обширном исследовании Ф. Смита. Речь идет об углах горизонтального профиля [Woo, Morant, 1934; Абиндер, 1960], а также о дакриальных и симотических размерах, которые вообще редко фигурируют в краниологических работах западноевропейских и американских авторов. Исключение составляет У. Хауэллс [Howells, 1973], но и его работа целиком посвящена краниологии современных рас и не затрагивает проблем краниологической характеристики ископаемого человека. Значительную дифференцирующую способность этих признаков в области современного краниологического полиморфизма можно считать доказанной, отсюда вероятен вывод, что и в ископаемых популяциях они обнаруживали закономерную групповую изменчивость.

Среди крапинских находок только черепа С и Е пригодны по состоянию своей сохранности для соответствующих измерений, но и то в ограниченной степени. Зигомаксиллярный угол не мог быть измерен и здесь, на черепе Е можно измерить только назомалярный угол. Ясно, что такая фрагментарная измерительная информация приобретает какое-то значение только при наличии сравнительных данных о других ископаемых формах, в первую очередь неандертальских находок Европы и Передней Азии. В последующем изложении и будет сделана попытка суммировать имеющийся материал, использовав также ряд оригинальных измерений.

---

[1] Подробное изложение материала см. Бюллетень КЧ, 1976, № 46.

Назомалярный угол определяется как угол при назионе со сторонами, проходящими через назион и фронтомолярные точки. Он может быть вычислен тригонометрически или определен с помощью специальной таблицы [Алексеев, Дебец, 1964]. Там же даны и методические подробности, касающиеся всех рассматриваемых в статье признаков. Некоторые данные по вариациям назомалярного и зигомаксиллярного углов у ископаемых форм, полученные при измерении муляжей, содержат работы Цуй Чен-яо [1960, 1962]. Мною помимо специальной литературы были изучены коллекции муляжей, хранящиеся в музее Инсти-

Таблица 1

Вариации назомалярного угла и составляющих его размеров у неандертальцев Европы и Передней Азии

Ископаемые черепа	43(1). Биорбитальная ширина	JOWsub. Высота назиона над биорбитальной шириной	77. Назомалярный угол
Крапина С ♀ ?	108,5	22,5	135
Крапина Е ♂	109,5	20,5	139
Гибралтар I ♀	106	21	136
Монте-Чирчео I ♂	109?	25?	130?
Ля Шапелль-о-Сен ♂	114	23	136
Ле Мустье I ♂	111	20,5	139
Спи I ♂ ?	117	25?	134?
Штайнхайм ♀	102	16	145
Брокен-Хилл ♂	124	27	133
Схул IV ♂	125?	29,5?	129?
Схул V ♂	111	13	153
Табун I ♀	105,5	17,5?	143?
Зуттие ♂ ?	111	17	146
Амуд I ♂	113	26,5	129
Шанидар I ♂	113	20	141

тута антропологии при Московском государственном университете и в Музее антропологии и этнографии АН СССР в Ленинграде. Среди них были измерены муляжи Схул и Табун, но затем измерения были проверены на подлинных черепах в музее Пибоди в Кембридже (штат Массачусетс, США). Для получения характеристики черепа Шанидар I с любезного разрешения Т. Д. Стьюарта измерен изготовленный им муляж, хранящийся в Отделе антропологии Национального музея естественной истории (Смитсоновская ассоциация музеев и институтов). Во всех случаях измерялись не только углы горизонтального профиля, но и дакриальные и симотические размеры, и, следовательно, мы можем дальше не останавливаться на происхождении данных.

Вариации назомалярного угла и составляющих его размеров представлены в табл. 1. Следует отметить, что назион на обоих крапинских черепах не фиксируется точно: на черепе С межносовой шов резко отклоняется в своей верхней части влево, на черепе Е на месте назиона вставная кость. Назион определен в соответствии с обычными краниометрическими рекомендациями: в первом случае он был локализован в точке пересечения продолжения основного направления межносового шва с носолобным, во втором — также в точке пересечения продолжения межносового шва с носолобным.

Назомалярный угол характеризуется очень малыми величинами в подавляющем большинстве случаев, превосходя в этом отношении даже величины, обычные в наиболее профилированных европеоидных сери-

ях, то есть 137—140°. Можно утверждать, что в этом признаке европейские неандертальцы либо близки к европеоидным типам, либо отличаются от них еще большим уменьшением угла; их отличия от других краниологических типов, негроидных (примерные вариации 140—143°) и монголоидных (примерные вариации 144—148°), еще больше. Однако, это относительное сходство с европеоидами скрывает под собой глубокие различия в размерах, на которые опирается угол: и биорбитальная ширина, и высота назиона над ней много больше на неандертальских черепах, чем на современных.

Любопытно отметить, что увеличение назомалярного угла почти до монголоидных величин характерно как раз для тех форм, которые от-

Таблица 2

Вариации зигомаксиллярного угла и составляющих его размеров у неандертальцев Европы и Передней Азии

Ископаемые черепа	Зигомаксиллярная ширина (zm'—zm')	Высота субспинале над зигомаксиллярной шириной	Зигомаксиллярный угол (zm'—ss—zm')
Гибралтар I ♀	90	28	116
Саккопасторе II ♂	117	40?	111?
Монте-Чирчео I ♂	121?	38,5	114
Ля Шапелль-о-Сен ♂	106	39	107
Штайнхайм ♀	99	31	116
Брокен-Хилл ♂	108	36	113
Схул IV ♂	123	29	129
Амуд I ♂	115	35	117
Шанидар I ♂	121?	38,5	109

личаются прогрессивными особенностями (черепа Схул V, Табун I, Зуттие), или которым свойственно сочетание примитивных и прогрессивных признаков. Пока это обстоятельство трудно истолковать однозначно, но не исключено, что оно имеет своей причиной какую-то перестройку лицевого скелета при переходе от неандертальского вида человека к современному.

Хотя на крапинских черепах оказалось невозможным измерить соотношения, характеризующие зигомаксиллярный угол, без рассмотрения его вариаций характеристика горизонтального профиля у ископаемых форм будет неполной. Это угол при субспинальной точке, образованный прямыми, проходящими через нее и передние зигомаксиллярные точки. Соответствующие данные приведены в табл. 2. В связи с меньшей сохранностью нижнего отдела лицевого скелета их, естественно, меньше, чем по назомалярному углу. Вариации зигомаксиллярного угла дают исключительно однородную картину: за одним исключением, на котором мы остановимся дальше, его величина значительно меньше, чем у современного человека. Большинство европеоидных вариаций попадает в границы 125—128°, монголоиды, как и по назомалярному углу, дают максимальные величины (134—140°), тогда как негроидные серии в связи с развитием альвеолярного прогнатизма занимают противоположное крайнее место (118—122°). Однако, неандертальцы еще более профилированы даже, чем негры и папуасы. Находки в Штайнхайме, Гибралтаре и Саккопасторе, которые отдельными авторами выделялись в специальную группу типичных неандертальцев [Якимов, 1949, 1950; Clark Howell, 1951], не отличаются в этом отношении от классических форм из Ля Шапелль-о-Сен и Монте-Чирчео.

Единственная величина зигомаксиллярного угла, соответствующая среднему европейскому типу, фиксируется на черепе Схул IV. Опять приближение к современному типу строения лицевого скелета сопровождает относительно прогрессивную и сближающуюся с современной комбинацию по всем остальным признакам. После этого уже определенно можно утверждать, что сложение человека современного типа среди прочего было следствием морфологической перестройки лицевого скелета.

Много сделавший для генетического истолкования вариаций горизонтального профиля у позднепалеолитического населения Европы В. П. Якимов [1957] предложил специальный индекс соотношения углов

Таблица 3

Вариации указателя соотношения углов горизонтального профиля у неандертальцев Европы и Передней Азии

Ископаемые черепа	Указатель
Гибралтар I ♀	85,3
Монте-Чирчео I ♂	87,7
Ля Шапелль-о-Сен ♂	78,7
Штайнхайм ♀	80,0
Брокен-Хилл ♂	85,0
Схул IV ♂	100,0?
Амуд I ♂	90,7
Шанидар I ♂	77,3

горизонтального профиля [Якимов, 1960], выражающий величину зигомаксиллярного угла в процентах от назомалярного. Для 30 монголоидных серий было получено соотношение, варьирующее от 88,6 до 97,2, для 11 европеоидных — от 85,2 до 95,8. Эта последняя амплитуда колебаний охватывает, однако, и ископаемые серии европеоидной расы, относящиеся к эпохе бронзы. Для шести современных или близких к современности европеоидных серий она колеблется от 90,9 до 92,7. Автор рассматривает горизонтальный профиль лицевого скелета бурят и тувинцев, у которых он равен соответственно 96—97 как «гармоничный», подразумевая под этим почти одинаковую выраженность горизонтальной уплощенности в нижнем и в верхнем отделах лица. Вне зависимости от оценки этого соотношения В. П. Якимов прав, по-видимому, в другом,— в констатации менее профилированного в нижней части профиля у монголоидов по сравнению с европеоидами. Он не приводит данных по негроидным сериям, но они будут в целом, очевидно, в связи с развитием альвеолярного прогнатизма, еще больше отличаться от монголоидных, чем европеоидные: у папуасов, например, по данным, полученным по измерениям черепов, хранящихся в советских музеях [Alexeev, 1973], это соотношение равно 86,6.

Возвращаясь к неандертальским находкам, констатируем, что обсуждаемое соотношение характеризуется в неандертальской группе исключительно малыми величинами (табл. 3), либо совсем выходя за границы современных вариаций, либо приближаясь к минимуму. Такую малую величину индекса соотношения углов горизонтального профиля, как и очень малую величину зигомаксиллярного угла следует, очевидно, считать стойкой отличительной чертой неандертальского типа. Исключение опять составляет череп Схул IV, вместе с черепами Схул V

и Джебел Кафзех VI образующий прогрессивную группу в составе переднеазиатских неандертальцев и отличающийся «гиперсовременным» соотношением. По-видимому, соответствующий сдвиг в этом индексе можно использовать для диагностики неандертальских находок, с одной стороны, и характеристики на них каких-то прогрессивных признаков, с другой.

Состояние сохранности области дакриона, а также симотических костей плачевно на неандертальских черепах, и поэтому данные о вариациях дакриальных и симотических размеров еще более фрагментарны, чем рассмотренные выше данные о вариациях углов горизонтального профиля. Следует еще отметить, что фиксация точки дакрион

Таблица 4

Вариации дакриальных размеров у неандертальцев Европы и Передней Азии

Ископаемые черепа	DC. Дакриальная ширина	DS. Дакриальная высота	DS:DC. Дакриальный указатель
Крапина С ♀?	22,9	9,9	43,2
Гибралтар I ♀	24,8?	—	—
Монте-Чирчео I ♂	25,2?	13,3?	52,8?
Ля Шапелль-о-Сен ♂	23,0?	—	—
Петралона ♂	—	9,2	—
Схул IX ♂	30,0?	—	—
Табун I ♀	28,0?	—	—

и точек наименьшей ширины носовых костей очень затруднена на мукляжах. Все это придает приводимым далее размерам предварительный характер.

Дакриальная ширина у неандертальцев очень большая по современному масштабу, а дакриальная высота довольно умеренная (табл. 4). Все это приводит к среднему уровню дакриального соотношения в тех двух случаях, когда оно могло быть вычислено. Судя по этим данным неандертальские формы имели переносье относительно средней высоты и отличались в этом отношении от современных европеоидов, у типичных вариантов которых величина дакриального указателя колеблется от 55,0 до 65,0. Этот вывод подтверждается и вариациями симотических размеров (табл. 5). Носовые кости очень широкие, но высота их средняя или даже небольшая, и поэтому симотический указатель в большинстве случаев средний или даже малый, примерно соответствующий тому, какой мы имеем в плосконосых монголоидных и негроидных сериях (примерно 30,0—40,0). Крапинские находки не образуют исключения: у них очень широкие, но умеренные по высоте носовые кости, что дает малый симотический указатель. Очевидно, очень широкое по современному масштабу переносье, далеко выходящее за пределы современных групповых средних, но отличающееся некоторым понижением,— такая же типичная черта неандертальского краниологического типа, как и резкий горизонтальный профиль в нижней части лицевого скелета.

Утверждения о сильном развитии носовой области у европейских неандертальцев, в частности сильном выступании носовых костей у них по отношению к общему лицевому профилю, а также высоком переносье стали общим местом в палеоантропологической литературе. Мы убедились в его ошибочности по отношению к высоте переносья. Представление о сильном выступании носовых костей также не находит подтверждения в данных измерения. Приводим, чтобы продемонстриро-

Таблица 5

Вариации симотических размеров у неандертальцев Европы и Передней Азии

Ископаемые черепа	SC. Симотическая ширина	SS. Симотическая высота	SS:SC. Симотический указатель
Крапина С ♀?	15,4	4,7	30,5
Гибралтар I ♀	14,5	4,0	27,6
Монте-Чирчео I ♂	10,7	6,2	57,9
Штайнхайм ♀	12,0	5,0	41,7
Петралона ♂	—	4,6	—
Брокен-Хилл ♂	12,5	3,3	26,4
Схул IV ♂	16,0?	—	—
Табун I ♀	20,0?	—	—

вать это, вариации угла выступания носовых костей к линии общего профиля, описанного в руководстве Р. Мартина под № 75(I)

Гибралтар I ♀	25°
Саккопасторе I ♀	24°
Саккопасторе II ♂	26°?
Монте-Чирчео I ♂	21°?
Ля Шапелль-о-Сен ♂	22°
Штайнхайм ♀	28°
Петралона ♂	9°
Брокен-Хилл ♂	9°
Джебел Кафзех VI ♂	20°

На черепе С из Крапины этот угол нельзя измерить из-за разрушенности костей нижней части лица, но видно, что носовые кости также выступают не более, чем умеренно. Таким образом, среди неандертальцев не было ни одной формы, выступание носа у которой достигало бы типичных европейских величин; только на черепе из Штайнхайма оно достигает европейского минимума (примерная амплитуда колебаний у европеоидов — 28°—33°). Та или иная оценка выступания носа у европейских неандертальцев занимала не последнее место в дискуссии о моноцентрическом или полицентрическом происхождении современного человека: сильное выступание носовых костей и высокое переносье у европейских неандертальцев и современных европеоидов рассматривались как аргумент в пользу генетической преемственности между ними и, следовательно, как одно из морфологических доказательств в пользу полицентризма, то есть формирования современных рас на основе проживавших на тех же территориях групп неандертальцев, в данном случае европеоидов на основе европейских неандертальцев [Дебец, 1950]. Теперь очевидно, что от этого доказательства следует отказаться, что, разумеется, ни в коей мере не предопределяет результатов полемики между сторонниками моноцентризма и полицентризма, располагающими с обеих сторон и без того многими серьезными морфологическими аргументами.

Анализ небольшой полученной нами метрической информации о горизонтальном профиле и размерах переносья у черепов из Крапины в сопоставлении с аналогичной информацией о других неандертальских формах привел нас к некоторым морфологическим выводам, которые есть смысл теперь подытожить.

1. Так же как и в краниологии современных рас, углы горизонтального профиля имеют дифференцирующее значение в изучении ископае-

мого человека. В число диагностических черт неандертальского вида на краниологическом материале должны быть включены исключительно малые величины зигомаксиллярного угла и указателя соотношения углов горизонтального профиля. Малые величины назомалярного угла также типичны для неандертальцев, но в этом отношении они меньше отличаются от современных рас. Некоторые переднеазиатские формы отличались близкими к современным вариациями углов и их соотношениями, что находится в соответствии с их общим прогрессивным строением. Обе краниологические находки из Крапины, подвергнутые измерению (череп С и череп Е), обнаруживают величины назомалярного угла, вполне типичные для неандертальской группы.

2. Вся неандертальская группа, в том числе и крапинские неандертальцы, отличались очень широким и умеренным по высоте переносьем в сочетании со средним или малым выступанием носовых костей к линии лицевого профиля. Крапинские черепа также имеют широкое и плоское переносье, носовые кости, если судить по черепу С, выступали умеренно. Комбинация признаков, образованная исключительно профилированным, особенно, в нижней части лицом и средним или даже малым развитием носовой области, чрезвычайно своеобразна и не находит никаких аналогий в современных краниологических типах. В общем своеобразие неандертальского краниологического типа находит себе подтверждение и в тех особенностях строения лицевого скелета, которые были рассмотрены выше.

ЛИТЕРАТУРА

Абиндер Н. А. Трансверзальная уплощенность лицевого скелета.— В кн.: Антропологический сборник, II. Тр. Ин-та этнографии АН СССР (нов. серия), 1960, т. L.

Алексеев В. П., Дебец Г. Ф. Краниометрия. Методика атропологических исследований. М., 1964.

Бурчак-Абрамович Н. И. Крапина. Доклады на научн. Конференции в Загребе по случаю 70-летия открытия крапинского прачеловека.— Бюл. Ком. по изуч. четвертич. периода, 1976, № 46.

Дебец Г. Ф. Выступление на совещании по проблеме происхождения Homo sapiens.— Кр. сообщ. Ин-та этнографии АН СССР, 1950, вып. IX.

Цуй Чен-яо. Данные по горизонтальной профилированности лицевого скелета ископаемых людей.— Вопросы антропологии, 1960, вып. 1.

Цуй Чен-яо. Морфологический анализ некоторых скелетных элементов верхнего отдела в связи с его уплощенностью.— Вопросы антропологии, 1962, вып. 9.

Якимов В. П. О двух морфологических типах европейских неандертальцев.— Природа, 1949, № 10.

Якимов В. П. Европейские неандертальцы и проблема формирования Homo sapiens.— Кр. сообщ. Ин-та этнографии АН СССР, 1950, вып. IX.

Якимов В. П. О древней «монголоидности» в Европе.— Кр. сообщ. Ин-та этнографии АН СССР, 1957, вып. XXVIII.

Якимов В. П. Антропологические материалы из неолитического могильника на Южном Оленьем острове.— В кн.: Сборник Музея антропологии и этнографии АН СССР, т. XIX, М., Л., 1960.

Alexeev V. Craniological material from New Guinea, Indonesia and the Malayan peninsula.— Anthropologie, 1973, t. IX, No 3.

Howell Clark F. The place of neanderthal man in human evolution.— Amer. journal of phys. anthropology (new series), 1951, vol. 9. No 4.

Gorjanovič-Kramberger D. Der diluviale Mensch von Krapina in Kroatia. Ein Beitrag zur Paläoanthropologie. Wiesbaden, 1906.

Howells W. Cranial variation in man. A study of multivariate analysis.— Papers of the Peabody museum, Cambridge, Massachusetts, 1973, vol. 67.

Hrdlička A. The skeletal remains of early man.— Smithsonian miscelaneous collections, 1930, vol. LXXXIII.

Krapina 1899—1969. Zagreb, 1970.

Smith F. The neanderthal remains from Krapina. A descriptive and comparative study. Knoxville, Tenessi, 1976.

Woo T., Morant G. A biometric study of the «flatness» of the facial skeleton in man.— Biometrica, 1934, vol. XXVI.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

УДК 551.561

Р. В. ФЕДОРОВА, В. А. ВРОНСКИЙ

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАССЕИВАНИЯ ПЫЛЬЦЫ И СПОР В ВОЗДУХЕ

(для целей палеогеографических реконструкций)

В последние годы палинологический анализ успешно применяется в самых различных областях науки: геологии, палеогеографии, океанологии, археологии, медицине и др. Эти возможности расширяются благодаря усовершенствованиям методов микроскопических исследований, введения в практику спорово-пыльцевых работ видовых определений пыльцы и спор.

Вследствие специфичности палинологического анализа особый интерес представляют некоторые вопросы методики, в частности зависимость формирования спектров от разнообразных влияний природных условий и особенностей биологии самих растений. К одному из главных факторов, определяющим состав спорово-пыльцевых спектров, относятся закономерности рассеивания пыльцы и спор воздушным путем, от познания которых во многом зависит интерпретация ископаемых спектров с целью палеогеографических реконструкций. Поэтому изучение процессов рассеивания пыльцы и спор от источников — отдельных растений, посевов или участков с одинаковым растительным покровом — проводились как в СССР, так и за рубежом.

МЕТОДИКА

Для определения распространения воздушным путем пыльцы и спор применяются различные способы. В принципе они сводятся к следующим.

1. Краткосрочное или длительное улавливание на липкую поверхность с различной высоты и на разных расстояниях от источника пыления или осаждение на фильтрах из воздуха, нагнетаемого насосом через аппарат на суше и на море. Иногда вместо стеклянных пластинок применяют чашки Петри с агар-агаром. Известны опыты по улавливанию пыльцы на значительных высотах при полетах на аэропланах.

2. Постановка экспериментов с перекрестным опылением растений, находящихся на различных расстояниях (применяется в основном агрономами и селекционерами).

3. Изучение состава пыльцы и спор в поверхностных слоях почвы, снега и льда в районах Арктики и в пробах из поверхностного слоя донных осадков морских водоемов.

4. Определение дальности полета пыльцевых зерен по теоретическим подсчетам, основанным на их физических свойствах, величине, удельном весе и скорости оседания.

5. Выявление заносных элементов в современных спектрах и в восстановленных фитоценозах по ботаническому составу типов растительности и экологии растений. Привлечение рецентных спорово-пыльцевых спектров как эталонов для восстановления растительности прошлых

эпох, с использованием актуалистического метода как основы всех теоретических построений в палеогеографии и палеоботанике.

Несмотря на разнообразие применяемых методик, все исследователи этого вопроса единодушно приходят к заключению, что главный агент в рассеивании пыльцы — ветер, его скорость и направление, а также турбулентные вертикальные движения потоков воздуха.

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ

Рассеивание пыльцы и спор воздушным путем зависит как от окружающих природных условий, в основном от климатических явлений, так и от биологических особенностей самих растений. По результатам детальных исследований рассеивания пыльцевых зерен в воздухе над территорией Англии в течение года установлено, что на процесс распространения пыльцы в воздухе влияет не какой-либо один климатический фактор, а общее состояние атмосферы за более или менее длительное время, например, не только конца зимы, но и всего предшествующего года [Hyde a. Williams, 1944—1946).

Влияние ветра, как главного агента в переносе пыльцевых зерен, вполне очевидно и доказано отдельными фактами и многими современными экспериментальными исследованиями [Заклинская, 1950; Моносзон, 1959; Федорова, 1956а; Ogden и др., 1969; Faegri and Jversen, 1975 и др.]. Действие ветра отчетливо проявляется на морских побережьях, где от разного его направления происходят изменения в количестве уловленных пыльцевых зерен. Отмечено, что при ветрах с моря, даже при сильных вихревых порывах, пыльца улавливалась в ничтожных количествах, тогда как ветры с материка приносили ее максимальное количество.

Особенно четко это было зафиксировано в период улавливания пыльцы из воздушной взвеси над северо-восточной частью Каспийского моря в июле—августе 1971 г. Резкое увеличение количества пыльцы в пробах в конце периода улавливания объяснялось тем, что произошла смена направления ветра и он стал дуть в исследуемый район не с моря, а с побережья [Вронский, 1976]. Кроме того, на некоторых станциях во время стоянок судна удалось провести улавливание пыльцы днем и ночью в одном пункте. В этот период направление ветра было одинаковым (юго-восточным), но отмечалось увеличение скорости ветра днем (6,8—7,2 м/сек.) и резкое уменьшение (1—1,8 м/сек.) в ночное время. Это и привело к значительному уменьшению содержания пыльцы и спор в ночных пробах из воздушной взвеси над акваторией.

Помимо скорости и направления ветра на рассеивание пыльцевых зерен в воздухе значительное влияние оказывают осадки, влажность и температура воздуха, солнечный свет. Влияние атмосферных осадков сказывается на смывании и осаждении той пыльцы, которая находилась во взвешенном состоянии, и на замедлении ее движения по воздуху, а также на реагировании растений на дождь и смывании пыльцы из открытых цветков. Приводим некоторые сведения о наблюдениях над растениями при влажной и дождливой погоде [Persival, 1950].

Papaver orientale. Продолжительный дождь препятствовал открытию цветков и только через 45 мин. после дождя они раскрылись и пыльники начали лопаться. Это происходило при высокой (до 83%) относительной влажности воздуха. Старые цветки имеют наклонное положение, благодаря чему пыльца в них сохраняется и остается сухой. Молодые цветки стоят прямо и пыльца в них не защищена от дождя.

Epilobium angustifolium. После сильного дождя в старых цветках тычинки оказались склеенными, тогда как у молодых — с более жестки-

ми тычинками — они остались свободными, что благоприятствовало более быстрому рассеиванию пыльцы.

Trifolium repens. При дожде цветки не открываются и те, которые были открыты, могут закрыться. При высокой относительной влажности воздуха цветки не раскрываются и пчелы их не посещают.

Температура воздуха также оказывает влияние на цветение растений. Как правило, значительные количества пыльцевых зерен были уловлены в период мягких и теплых погод. Между температурой воздуха и количеством открывающихся цветков существует тесная зависимость. Для Epilobium angustifolium при средней температуре получены следующие результаты: при температуре воздуха 13—16° в четырех соцветиях открывается 14 цветков, а при 25—28° их количество возрастает до 26 цветков.

Солнечный свет не является необходимым условием цветения и рассеивания пыльцы, если температура воздуха достаточно благоприятная. Однако влияние его на эти процессы очевидно. В раннее лето теплая солнечная погода обусловливает появление в воздухе большого количества пыльцы травянистых растений, а затем и начало цветения деревьев. Многочисленные суточные и сезонные наблюдения над травянистыми растениями показали несомненную связь между интенсивностью цветения и рассеиванием пыльцы и солнечным светом [Ogden и др., 1969; Raynov, Ogden и др., 1972]. Обычно рассеивание от растений пыльцевых зерен начинается после восхода и затухает вместе с заходом солнца.

ВЛИЯНИЕ НЕКОТОРЫХ БИОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

Наряду с этими и другими внешними факторами не в меньшей степени на рассеивание пыльцы и формирование спорово-пыльцевых спектров влияют биологические факторы: особенности цветения растений и количество в них пыльцевой продукции. В процессе цветения можно выделить две стадии: сбрасывание пыльцы с тычинок, что связано со временем дня, температурой воздуха и относительной влажностью, и действительный перенос пыльцы от растений в атмосферу, управляемый скоростью ветра и турбулентностью воздуха. Для палинологов важно знакомство со второй стадией процесса, тогда как первая представляет интерес постольку, поскольку она влияет на конечные результаты.

Ветроопыляемые (анемофильные) растения имеют обильную пыльцевую продукцию и устройство цветков, благоприятствующее рассеиванию пыльцевых зерен. Для многих растений этой группы характерны сухие пыльцевые зерна с гладкой экзиной, что также способствует их рассеиванию в воздухе (например, дикорастущие злаки и др.). При интерпретации спорово-пыльцевых спектров важно учитывать участие растений этой группы, имеющей тенденцию к дальнему полету пыльцевых зерен.

У самоопыляемых растений цветок не всегда открывается и несмотря на достаточное обилие пыльцевой продукции, она не освобождается или выбрасывается в небольшом количестве.

Насекомоопыляемые (энтомофильные) растения имеют пыльцу со скульптированной экзиной, склеенную в сплошную массу или комочки. Она освобождается и переносится насекомыми спорадически комочками и отдельными зернами. При встречаемости в анализах комочками учитывается как единичное пыльцевое зерно.

Некоторые растения опыляются под водой (Zostera, Ceratophyllum и др.), что благоприятствует их захоронению в осадках, но к сожалению, их пыльцевые зерна имеют тонкую экзину и легко поддаются раз-

рушению. Если же удается обнаружить их пыльцу, то при интерпретации спектров следует придавать этому должное значение [Faegri, Jversen, 1975].

Продукция пыльцы и спор. В период массового цветения растений воздух насыщен пыльцой. Обилие пыльцы амброзии, хлопчатника и некоторых других растений вызывает аллергические заболевания дыхательных путей, раздражение сетчатки и др. Представление о количестве пыльцевой продукции дают следующие данные: на поверхности Рыбинского водохранилища в течение года на площади в 1 га оседает 6 кг пыльцы; при этом одна сосна за такое время рассеивает на площади в

Таблица 1

Пыльцевая продукция некоторых травянистых растений

Растение	Продукция пыльцы в одном цветке, г
Epilobium angustifolium	0,004
Trifolium repens	Мало (373 цветка весили 0,007 г)
Hypochaeris radicata	0,006
Centaurea nigra	0,0024
Heracleum spondylium	0,0008
Papaver orientale	0,001

1 га от 10 до 80 кг пыльцы; в Подмосковье в березовом лесу за один день выпало от 5 до 20 тыс. пыльцевых зерен на 1 см² и если учесть, что фаза цветения имеет продолжительность 10 дней, то сезонное или годовое выпадение на 1 см² будет колебаться от 50 000 до 200 000 пыльцевых зерен.

В ряде советских и зарубежных работ приводятся данные о пыльцевой продукции отдельных видов древесных пород и травянистых растений [Грибчук, Заклинская, 1948; Сладков, 1967; Pohl, 1937; Erdtman, 1943 и др.]. Например, в одной тычинке щавеля формируется около 30 000 пылинок, у ясеня — 12 500, а у клена — 1000 пыльцевых зерен. Соответственно еще большие количества возникают при пересчете на цветок, на соцветия ветви или особи. Расчеты показывают, что ветвь березы (в возрасте 10 лет) и дуб (немного старше) продуцируют более 100 млн., а сосна — 350 млн. пыльцевых зерен [Faegri, Jversen, 1975].

Представляют интерес некоторые данные о пыльцевой продукции травянистых растений: в одной тычинке конопли можно насчитать 70 000 зерен, что при пересчете на каждый цветок составит более чем 500 млн. пыльцевых зерен, а для одного экземпляра щавеля — около 400 млн. У анемофильных растений пыльцевая продукция значительно больше, чем у насекомоопыляемых. У некоторых видов маревых (Kochia prostrata, Atriplex verrucifera) один экземпляр может дать от 27,7 до 73,8 млн. пыльцевых зерен, в то время как один экземпляр энтомофильного растения шалфея (Salvia pratensis) продуцирует всего до 1 млн. зерен [Моносзон, 1959].

О весовой продукции пыльцы мало известно, поэтому особый интерес представляют ее определения для 6 видов растений (табл. 1) [Persival, 1950].

Огромное количество пыльцы и спор, продуцируемых растениями, освобождается и переносится на какие-то расстояния, опадает и захоронается в почве, илах, торфе и других осадках. Чтобы правильно интерпретировать спорово-пыльцевые спектры таких отложений важно учесть

закономерности этих процессов и их взаимосвязь. Рассматривая закономерности рассеивания пыльцы и спор воздушным путем, необходимо выявить количественную сторону и определить предельную дальность транспортировки пыльцевых зерен. Для палинологических исследований наиболее существенно определить количество пыльцы и спор, заносимое от источников пыления.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАССЕИВАНИЯ ПЫЛЬЦЫ В ВОЗДУХЕ

Достаточно хорошо известно, что состав пыльцы и спор в поверхностных пробах почвы адекватен характеру растительного покрова. Несмотря на множество различных влияний это происходит потому, что ветер и турбулентные движения воздуха из года в год перемешивают и осредняют пыльцевые спектры. Однако, почти во всех случаях спектры могут иметь чуждые примеси вследствие дальнего ветрового заноса, которые не определяют тип спектра, а только свидетельствуют о дальнем или предельном заносе пыльцевых зерен.

В принципе палинологический анализ основан на способности пыльцы и спор оставаться локальными. Как показывают наблюдения советских и зарубежных исследователей, рассеивание пыльцы происходит в основном в дневное время, за которое продвижение пыльцевых зерен не будет превышать 50—100 км, за исключением аномальных случаев. Установлено, что из общей пыльцевой продукции значительная часть сразу же оседает и в дальнейшем не участвует в движении и в составе «пыльцевого дождя». Например, у сахарной свеклы 20% пыльцевой продукции вообще не участвует в переносе ветром. Вероятно, это относится к большинству растений низких ярусов. В то же время для пыльцы древесных пород имеются значительно большие возможности для воздушной транспортировки.

Значительный интерес представляют экспериментальные исследования [Hyde a. Williams, 1944, 1945, 1946] по улавливанию пыльцы и спор из атмосферы на 8 станциях, расположенных равномерно по всей территории Англии, в течение года. Установлено, что выпадение пыльцы происходило главным образом в период цветения растений, а с конца августа и до середины марта пыльца присутствовала в ничтожных количествах или совсем не фиксировалась в пробах. При этом, пыльца, находящаяся в воздухе, в основном принадлежала анемофильным растениям (93,5%), но иногда обильно отмечалась и пыльца энтомофильных. Эти исследования показали, что в воздушной взвеси находилась преимущественно пыльца местных растений. В табл. 2 приведены выборочно сведения по улавливанию пыльцы и спор некоторых древесных пород, травянистых растений, дающие важные сведения для интерпретации палинологических спектров.

Имеющиеся многочисленные сведения о закономерностях рассеивания пыльцы и спор воздушным путем на суше [Заклинская, 1950; Мальгина, 1959; Федорова, 1952, 1959 и др.], в настоящее время дополняются результатами многолетних исследований современного пыльцевого дождя над акваториями южных морей СССР [Вронский, 1976].

Изучение пыльцы и спор из воздушной взвеси проводилось с 1969 по 1975 гг. над акваториями Азовского, Каспийского и Аральского морей. Улавливание проводилось в летний период во время рейсов на экспедиционных судах с помощью стеклянных пластинок, смазанных глицерин-желатиновой эмульсией. Результаты исследований показали, что в воздухе над акваториями южных водоемов находилась в основном пыльца травянистых растений: над Азовским морем она составляла 83—98%,

Таблица 2

Данные по улавливанию пыльцы и спор

Растение	Период цветения	Максимальный улов пыльцевых зерен за день	Прочие сведения
Пыльца древесных пород			
Alnus glutinosa	—	31 (26.II)	Улов пыльцы низкий. При наличии деревьев в 1609 м уловлено 150 пыльцевых зерен.
Carpinus betulus	Конец марта—конец апреля	18 (30.III)	Пыльца улавливалась только там, где деревья отмечены на расстоянии 1212 м.
Salix sp.	Конец февраля—середина мая	80 (12.IV)	Пыльца выпадает комочками до 50 зерен. Пыльцы уловлено немного, несмотря на близость деревьев.
Betula (B. pubescens, B. alba)	—	57 (18.IV)	Наибольшее количество пыльцы отмечено там, где деревья находились на расстоянии 805 м.
Fagus silvatica	Конец апреля—конец мая	67 (19.V)	Отмечено низкое количество пыльцы в воздухе (4—24 в поле зрения), наибольшее — при наличии деревьев на расстоянии 800 м.
Pinus silvestris	—	112 (27.V)	В некоторых районах сосна преобладает в обширных лесах, расположенных на расстоянии 8045—9654 м от аппарата.
Tilia (T. cordata, T. platyphylla)	Середина июня—июль	86 (26.VI)	Улов пыльцы низкий. Много уловлено там, где вблизи находились деревья.
Castanea sativa	Июль—начало августа	58 (6.VII)	Выпадение пыльцы совпадает с периодом цветения. Наибольший улов отмечен при наличии 30 деревьев 200-летнего возраста на расстоянии 805 м.
Пыльца травянистых растений			
Cyperaceae	Апрель—май	10 (13.V)	Улов пыльцы повсюду крайне низкий.
Umbelliferae	Май—сентябрь	48 (25.V)	Улов пыльцы хорошо отражает период цветения в тех случаях, если вблизи имеются растения.
Gramineae	Преимущественно до июня	от 10 до 100% всего улова	Улавливается в течение всего года в бóльших количествах, чем пыльца других растений.
Ranunculaceae	Май—июнь	13 (29.V)	Улов весьма низкий и зависит от расстояния между местом улавливания и растениями.
Rumex acetosa	Май—июнь	40 (10.VI)	Наибольшие уловы там, где растения имелись вблизи и ветер благоприятствовал переносу пыльцы.
Leguminosae	Июнь—июль	55 (12.VI)	Всюду пыльцы уловлено мало.
Artemisia vulgare	Середина июля—август	20 (1.VIII)	Отмечено обильное выпадение пыльцы вблизи растений.
Rubiaceae	Конец июля—август	7 или менее	На всех станциях уловлено мало пыльцы.
Ericaceae Vaccinium myrtillus весной, Calluna vulgaris, Erica sp.— летом	Две фазы: весной (март—апрель) и летом (июль—август)	98 (20.VIII)	В весенний период цветения улов пыльцы низкий. В одном случае пыльцы выпало много на расстоянии от растений 8054 м и более. В окрестностях г. Эдинбург много пыльцы уловлено 20.VIII.

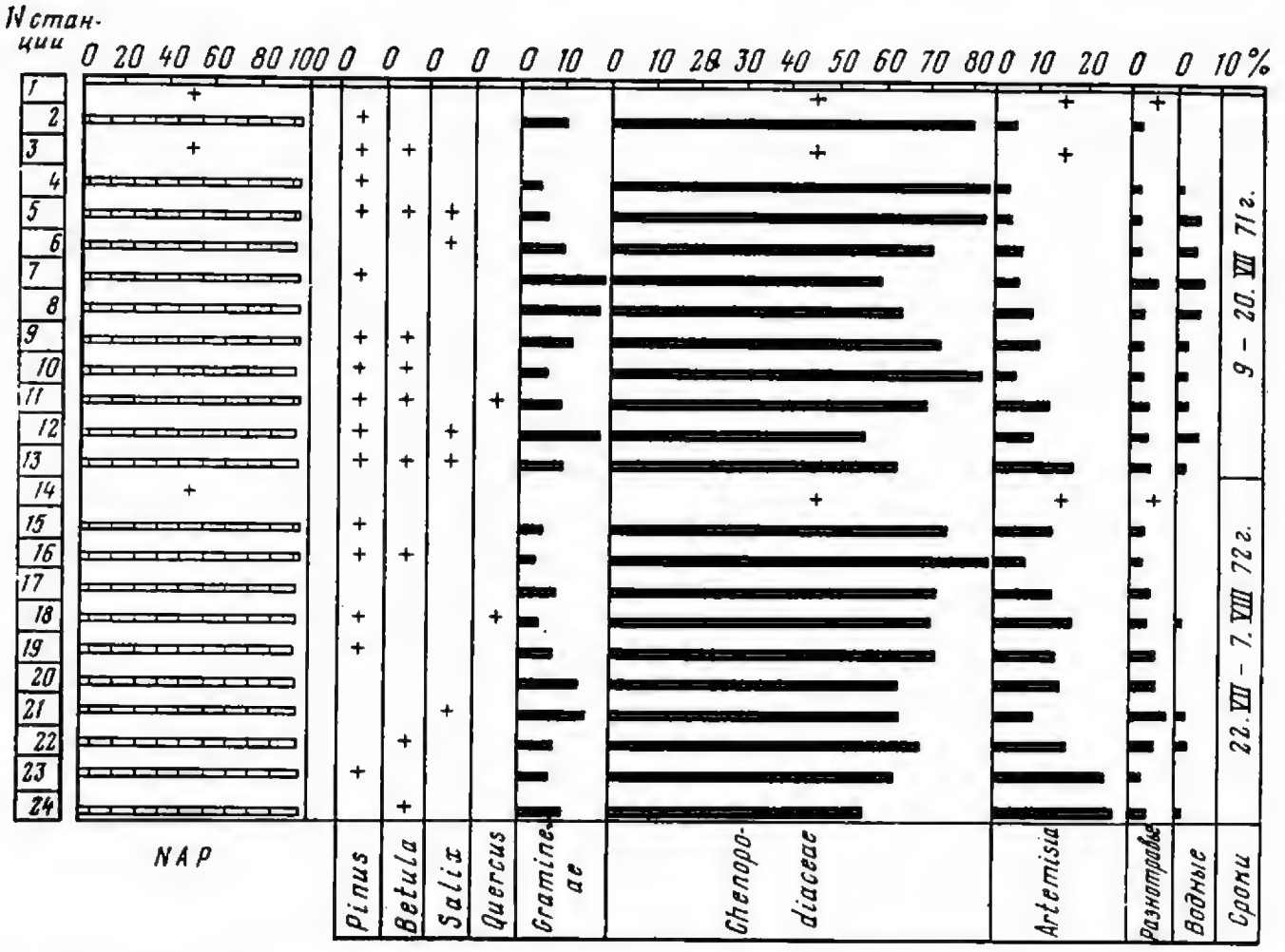


Диаграмма состава современного «пыльцевого дождя» над акваторией Аральского моря, исследованного на 24 станциях в июле — августе 1971—1972 гг.

над Каспием — 92—99% и над Аралом — 96—99%. Пыльца древесных пород (преимущественно сосны) при движении с запада на восток вполне закономерно уменьшалась в количественном отношении в пробах воздушной взвеси от 2—14% (Азовское море) до 1—3% (Аральское море). Среди пыльцы травянистых растений доминируют маревые, содержание которых постепенно увеличивалось от Азовского (36—63%) до Аральского моря (60—87%). Над акваторией Арала обнаружены также в значительном количестве пыльцевые зерна полыней (13—26%) и злаков (5—19%). Максимальные количества пыльцы злаков фиксировались лишь на станциях, расположенных в дельтах Амударьи и Сырдарьи [Вронский, 1975]. Достаточно привести одну диаграмму состава современного пыльцевого дождя хотя бы над акваторией Аральского моря (рисунок), чтобы четко показать указанные закономерности рассеивания пыльцы и спор над морским водоемом, расположенным в аридной зоне.

Исследования позволили установить, что состав пыльцы и спор из воздушной взвеси над южными морями хорошо увязывается с основными типами растительного покрова окружающих побережий. Изменения характера спектров «пыльцевого дождя» над изучаемыми водоемами с запада на восток также увязываются со сменой природных ландшафтов от степных до полупустынных и пустынных.

Впервые удалось примерно оценить в количественном отношении величину современного «пыльцевого дождя» над исследуемыми морями. Например, она составила за летний период для Северного Каспия $16 \cdot 10^{16}$ и для Аральского моря $11 \cdot 10^{16}$ пыльцевых зерен. Для выяснения значения воздушного и водного путей привноса пыльцевых зерен в моря, проводилось изучение пыльцы в водной взвеси наиболее крупных рек (Дон, Волга, Амударья и др.), впадающих в эти водоемы. Расчеты показали, что за летний период на 1 $см^2$ водной поверхности

Аральского моря приносится воздушным путем 167 зерен (97%), а реками — всего 5 зерен (3%). Аналогичные данные получены и по другим южным морям [Вронский, 1976].

Таким образом, изучение современного «пыльцевого дождя» над акваториями южных морей показало, что основная масса пыльцы и спор в эти водоемы поступает воздушным путем в основном за счет растительности окружающих побережий. Все это еще раз подчеркивает актуальность излагаемого материала для палеогеографических реконструкций и заставляет остановиться на рассмотрении закономерностей рассеивания воздушным путем некоторых важных видов древесных пород (сосна, береза), культурных злаков и типичных доминантов полупустынных и пустынных районов.

ДРЕВЕСНЫЕ ПОРОДЫ

По данным Е. А. Мальгиной [1950] древесные породы по выносу за пределы ареала подразделяются на 3 группы: пыльца которых выносится в больших количествах (сосна), пыльца которых выносится в меньших количествах (береза, ольха) и пыльца которых выносится в ничтожных количествах (дуб, липа, вяз, граб). К последним можно присоединить бук и лиственницу [Дылис, 1948] и, вероятно, пихту, добавив при этом, что пыльца этих пород, особенно лиственницы, опадает вблизи деревьев и за пределами ареала обычно не встречается.

Сосна. Морфология пыльцевых зерен и обильная продукция сосны наиболее благоприятствуют ее рассеиванию и дальней транспортировке по воздуху. По своему строению пыльца сосны, как много раз уже отмечалось, является природным парашютом, по обеим сторонам пыльцевого зерна расположены два полых мешка, которые напоминают крылья. Хотя и другие хвойные (ель, пихта, кедр) также имеют воздушные мешки, но эти приспособления не переносят пыльцу их так далеко, потому, что она более крупная и тяжелая.

Пыльца сосны встречается на поверхности почвы вдалеке от своего ареала, например, в Арктике [Polunin, 1951], в пустынях и других местах. По данным Л. А. Куприяновой [1951], пыльца сосны может быть занесена на расстояние до 1800 км. Она найдена в Гренландии, куда занесена за 1000 км, и на поверхности ледника Земли Франца-Иосифа [Кренке, Федорова, 1961]. Пыльца хвойных пород, в основном сосны, доминировала в составе пыльцевого дождя над акваторией Северной Атлантики [Dyakowska, 1947]. И, наконец, пыльца сосны господствует среди древесных пород в составе спектров донных осадков южных морей; в некоторых пробах, отобранных в самых центральных частях Средиземного моря, обнаружена только пыльца сосны. Это объясняется не только ее хорошей летучестью по воздуху, но и лучшей степенью сохранности по сравнению с другими древесными породами [Sangster, Dale, 1964].

При палеоботанических реконструкциях должна быть принята во внимание концентрация пыльцы сосны и ее высокий процент участия в составе спектров. Изучение закономерностей распространения пыльцы сосны от известного источника — изолированного Бузулукского бора — позволило установить количественные показатели, которые оказались важными для интерпретации спектров, содержащих пыльцу сосны. В том случае, если на большой процент пыльцы сосны (в группе древесных пород) встречаемость ее на 1000 зерен не выше 100 и концентрация не превышает 1000 пыльцевых зерен, имеются основания отнести спектры к безлесному ландшафту. Соответственно при наличии ее в пробе 800—900 зерен на 1000 и высокой концентрации (51 000—

220 000 зерен) можно предполагать, что образец взят в сосновом бору [Федорова, 1952].

Для горных условий Кавказа, куда поступает много заносной пыльцы сосны и она искажает спектры, также имеется возможность правильно интерпретировать данные, учитывая ее участие в спектрах и высокую концентрацию [Клопотовская, 1976]. В Западных Саянах содержание пыльцы сосны в спектрах проявляется завышено лишь в предгорьях. Для выявления в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах заносной пыльцы, в основном, сосны, Л. Н. Савина [1976] изучила рецентные спектры на пробных площадках, заложенных в лесах разных типов и пользовалась этими данными, как своеобразными эталонами. Также М. М. Пахомов [1972] для правильной реконструкции климата и растительности горных районов Средней Азии использовал эталоны — аналоги, привлекая сохранившуюся реликтовую флору.

Береза. При помощи экспериментов в Подмосковье удалось выяснить, что в березовом лесу днем и ночью в воздухе содержится большое количество пыльцы березы, которая осаждается в лесу и выносится за его пределы. В один день в лесу осело на 1 см² поверхности почвы от 5000 до 20 000 пыльцевых зерен и гораздо меньше, от 1000 до 6000 пыльцевых зерен, в безлесных окрестностях. Повышенное выпадение пыльцы наблюдалось на опушке леса, что отмечалось и в дубравах. По-видимому, это объясняется одной и той же причиной — более обильным цветением деревьев на опушках. Обнаружилось, что за пределами леса на пластинку, обращенную улавливающей поверхностью навстречу ветру (на высоте 4 м), выпало за один день более 500 000 зерен на 1 см², тогда как здесь же на горизонтальной пластинке выпадение пыльцы было почти в 10 раз меньше [Федорова, 1952]. Это вполне очевидное подтверждение того, что значительная часть пыльцевой продукции березового леса поступает в воздух и выносится воздушными течениями. Пыльца березы, анемофильного растения, сухая, имеет гладкую экзину, соцветия расположены благоприятно для овеяния ветром, все это способствует ее рассеиванию воздушным путем.

Количественные показатели состава спектра и концентрации пыльцы березы в поверхностных слоях почвы могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях древних ландшафтов: в березовом лесу на 1000 зерен встречается 450—750 зерен березы и концентрация колеблется от 22 500 до 65 000 пыльцевых зерен. За пределами Европейской равнины возможны варианты этого критерия [Федорова, 1959], также как и в отношении некоторых других древесных пород. Например, в пустынях Южного Казахстана и Средней Азии заносная древесная пыльца в поверхностных пробах составляет обычно 1—3% от общего количества пыльцы и спор в спектре и представлена, в основном, пыльцой сосны и березы [Чупина, 1971]. При реконструкциях такого типа растительности по аналогичным спорово-пыльцевым спектрам помимо количественных показателей ценно применять параллельно экологический и фитоценологический анализы.

ТРАВЯНИСТЫЕ РАСТЕНИЯ

Для пыльцы травянистых растений возможности распространения воздушным путем более ограничены по сравнению с пыльцой древесных пород. С одной стороны, от воздействия ветра в лесных фитоценозах напочвенные растения защищены зеленым пологом деревьев, с другой ожидают незначительную пыльцевую продукцию, так как многие растения здесь размножаются вегетативным путем или в тенистых лесах травяной ярус оказывается слабо развитым. Даже ветроопыляемые травянистые

растения, обладающие значительной пыльцевой продукцией, не имеют тенденций к массовому рассеиванию пыльцы из леса. Тем более это относится к энтомофильным и самоопыляемым растениям, имеющим крупную или склеенную в комочки пыльцу.

Опыты с количественным учетом по рассеиванию пыльцы и спор показывают, что преобладающая масса пыльцевой продукции травянистых растений оседает на ближайших расстояниях и является местной [Федорова, 1956а]. Детальные исследования по рассеиванию воздушным путем пыльцы некоторых травянистых растений [кукурузы, амброзии, сои, тимофеевки и др.] от определенных источников установили, что в пределах посевов трав оседает около 65% пыльцевой продукции [Raynov, Ogden и др., 1972]. Пока нет фактического материала, чтобы распространить теоретические расчеты дальности и количества рассеиваемой пыльцы на группу травянистых растений, как это предложено М. В. Кабайлене [1976] для древесных пород.

Кукуруза (*Zea mays*). О рассеивании пыльцы кукурузы по воздуху имеется несколько источников. По Вудхаузу [Wodehouse, 1935], кукуруза продуцирует много пыльцы, но она распространяется по воздуху на весьма незначительные расстояния, что объясняется большими размерами зерен. Опытами Н. В. Кулешева [1915] дальность рассеивания пыльцы кукурузы была отмечена от источника — кукурузных полей с цветущими растениями — примерно до 90 м и по повторным наблюдениям до 533 м, а при сильных ветрах — до 639 м. Причем в последнем случае ее пыльца выпала на пластинки, установленные на высоте 2 м, что может говорить и о более далеком ее распространении по воздуху.

Огден и др. [Ogden e. a., 1969], Райнов, Огден и др. [Raynov, Ogden, Haves, 1972] изучали закономерности рассеивания пыльцы кукурузы в течение нескольких сезонов от определенных источников — посевов растений в виде круглых участков диаметром до 18 м. В течение сезона пыления сбор образцов проводился на четырех высотах по концентрическим кругам на 4—5 расстояниях от цветущих полей. Установлено, что рассеивание пыльцы кукурузы происходило преимущественно в дневное время с пиком в раннепослеполуденное время. Начало разбрасывания пыльцы по различным данным происходило утром от 7 до 7 час. 40 мин. с пиком 9—9 час. 30 мин. и закончилось около 16 час. дня. Рассеивание пыльцы обычно начиналось вскоре после восхода солнца и прекращалось с закатом и находилось в зависимости от величины пыльцевых зерен и скорости ветра. Это отчетливо выявилось при сравнении таких же опытов над растениями, обладающими мелкими пыльцевыми зернами (амброзия). При больших скоростях ветра возможен подъем опавшей пыльцы и вторичное ее оседание вблизи источника рассеивания.

Рис (*Oryza sativa*). По данным Огдена и др. [Ogden e. a., 1969], рис как самоопыляемое и сравнительно низкорослое растение разбрасывает небольшое количество пыльцевых зерен. При экспозиции стеклянных пластинок пыльцы обнаружено незначительное количество до 7 час. утра, максимум приходится на 9—10 час., а затем в послеполуденное время происходит постепенное уменьшение улова. Пыльца риса рассеивается преимущественно в дневное время через 2—3 часа после восхода солнца. Интересно отметить, что соцветия риса длительное время подготавливаются для разбрасывания пыльцы на следующий день и начинают раскрываться еще ночью.

Рожь (*Secale cereale*). Исследования процессов рассеивания пыльцы ржи воздушным путем были проведены в Подмосковье Р. В. Федоровой [1959]. Установлено, что подавляющая часть ее пыльцы (до 96% всего количества) выпала в пределах делянки в дневное время. За пределами делянки количество пыльцы ржи резко сокращается. Например, в де-

лянке на 1 см² поверхности пластинки выпало до 1360 зерен, тогда как вблизи нее — не более 3, а на расстоянии 1 км — менее 1 пыльцевого зерна. Очевидно, большие размеры пыльцевых зерен сильно сокращают возможности к ее дальнему распространению. Такого же мнения придерживается и Вудхауз [Wodehouse, 1935].

Улавливание пыльцы ржи с аэроплана на больших высотах было проведено И. В. Германом [1939] в период цветения растений. При слабых ветрах он обнаружил присутствие пыльцы ржи до высоты 2000 м, а при сильных — единичные зерна отмечались до 2500 м, что может создавать иногда предпосылки и для дальнего переноса пыльцы ржи. Аналогичные закономерности выявлены и для пыльцы пшеницы, хотя абсолютные показатели в этом случае имеют другой порядок величин [Сорокин, 1930; Федорова, 1956б].

Маревые (*Chenopodiaceae*). Как известно, маревые произрастают в самых различных растительных зонах, однако основная масса их видов приурочена к пустынно-степным областям, где фиксируется наибольшее разнообразие видового состава (до 150 видов). Представители этого семейства главным образом связаны с засоленными грунтами (мокрые солончаки, солонцы и солончаки). Введение в практику палинологического анализа видовых определений пыльцы маревых позволило получить много сведений для палеогеографических реконструкций.

Доминирование пыльцы маревых в составе спорово-пыльцевых спектров не только плейстоценовых отложений южных районов СССР, но и донных осадков Азовского, Каспийского и Аральского морей, привлекает внимание к изучению закономерностей рассеивания их воздушным путем. Присутствие пыльцы маревых отмечалось при улавливании ее из воздушной взвеси на суше: в степной, к северу от лесной зон, а также над акваториями Атлантического океана [Erdtman, 1938] и южных морей [Вронский, 1976].

Детальные работы по выяснению закономерностей переноса пыльцы маревых (прутняка) проведены М. Х. Моносзон [1959] в Прикаспийской низменности, близ ст. Палласовка. Опыты показали, что основная масса пыльцы выпадает непосредственно вблизи растений. Если в исходной точке концентрация пыльцы составляла 419 зерен на 1 см², то на расстоянии 100 м она падала до 20 пыльцевых зерен. Установлено, что основная масса пыльцы прутняка выпадает в пределах 1 км от места произрастания. Однако это означает, что перенос пыльцы маревых не ограничивается этим расстоянием, ибо она может переносится и на значительные расстояния, но в весьма небольшом количестве. Имеются данные о вертикальном разносе пыльцы маревых: максимальные количества их встречены на высоте 750 м, а единичные зерна даже на высоте 2200 м [Герман, 1939]; они показывают, что такой подъем зерен создает условия для более широкого распространения пыльцы и в горизонтальном направлении.

Эти закономерности относятся к анемофильным видам маревых из подсемейства Cyclolobeae. Поскольку представители другого подсемейства Spirolobeae — преимущественно энтомофильные растения, продукция их пыльцы и закономерности ее переноса, естественно, несколько иные. К сожалению, данных по рассеиванию представителей этого подсемейства почти нет. Имеющиеся сведения подтверждаются результатами изучения «пыльцевого дождя» над акваториями южных морей, но особенно над Аралом, где в группе пыльцы травянистых растений абсолютно доминируют маревые (60—87%), основная масса которых относится к подсемейству Cyclolobeae. Пыльца же энтомофильных видов маревых отмечалась лишь в пробах воздушной взвеси, собранных вблизи побережий [Вронский, 1976].

Таким образом, формирование спорово-пыльцевых спектров в различных физико-географических условиях (Прикаспий, горные области и др.) зависит прежде всего от основных закономерностей распространения пыльцы и спор воздушным путем, определяемых общей циркуляцией атмосферы. В таких районах, как Арктика, пустынные пространства Средней Азии, территории, окружающие южные моря СССР, формирование спектров происходит в основном за счет местной растительности, но при значительном участии иногда пыльцы, особенно древесных пород, принесенных сюда воздушными течениями воздуха издалека. Однако, опыт показывает возможность использования на этих территориях палинологического анализа для стратиграфического расчленения плейстоценовых отложений и для палеогеографических реконструкций.

Приведенные данные о закономерностях рассеивания пыльцы и спор воздушным путем помогут более правильно интерпретировать результаты спорово-пыльцевых исследований с целью палеогеографических построений, которые в настоящее время приобретают большое не только научно-теоретическое, но и практическое значение. Комплексное изучение физико-географических условий прошлого с применением палинологического анализа позволит палеогеографические материалы по различным районам СССР использовать при решении одной из актуальных проблем современности — прогнозировании природных процессов на ближайшее будущее.

ЛИТЕРАТУРА

Вронский В. А. О современном «пыльцевом дожде» над акваторией Аральского моря.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 1.

Вронский В. А. Маринопалинология южных морей. Ростов-Дон, Изд-во Ростовского университета, 1976.

Герман И. В. Распространение пыльцы сахарной свеклы в вертикальном направлении при помощи воздушных течений.— Докл. АН СССР, 1939, т. 24, № 1.

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемой пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географиз, 1948.

Дылис Н. В. О самоопылении и разносе пыльцы лиственницы.— Докл. АН СССР, 1948, т. 40, № 4.

Заклинская Е. Д. Опыт определения дальности воздушной транспортировки спор папоротника Dryopteris filix masculinum.— В кн.: Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948 г. М.: Изд-во МГУ, 1950.

Кабайлене М. В. Об определении пыльцевой продуктивности.— В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976.

Клопотовская Н. Б. К методике реконструкции растительности горных районов.— В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976.

Кренке Н. А., Федорова Р. В. Пыльца и споры, осевшие на ледниках Земли Франца-Иосифа.— Мат-лы гляциолог. исследований, 1961, № 2.

Кулешев Н. В. Ориентировочные опыты с пыльцой кукурузы.— Сельское хозяйство и лесоводство, 1915, т. 247, № 1.

Куприянова Л. А. Исследование пыльцы и спор с поверхности почвы из высокоширотных районов Арктики.— Ботан. журн., 1951, т. 36, № 3.

Мальгина Е. А. Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1950, т. 46, вып. 3.

Мальгина Е. А. К вопросу о формировании спорово-пыльцевых спектров в условиях пустынь Средней Азии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1959, т. 77, вып. 21.

Моносзон М. Х. Рассеивание воздушным путем пыльцы маревых.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1959, т. 77, вып. 21.

Пахомов М. М. Некоторые черты истории растительности гор Средней Азии в связи с особенностями их палеогеографии в плейстоцене.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., 1972.

Савина Л. Н. Новейшая история лесов Западного Саяна (по данным спорово-пыльцевого анализа). Новосибирск: Наука, 1976.

Сладков А. Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967.

Сорокин К. А. Распространение пыльцы пшеницы при помощи ветра.— Докл. ВАСХНИЛа, 1939, вып. 16.
Федорова Р. В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, вып. 7, т. 52.
Федорова Р. В. Рассеивание воздушным путем пыльцы некоторых травянистых растений.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1956а, № 1.
Федорова Р. В. Распространение пыльцы злаков воздушным путем.— Докл. АН СССР, 1956б, т. 107, № 6.
Федорова Р. В. Распространение пыльцы березы воздушным путем.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1959, т. 77, вып. 21.
Чупина Л. И. Пыльца древесных пород в современных спорово-пыльцевых спектрах Средней Азии и Казахстана.— В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.
Dyakowska J. The pollen rain on the sea and on the coasts of Greenland.—Bull. L; Acad. Polon sci. et lettr; Clàdes sci math. et nat., 1947, Ser. B.
Erdtman G. Pollen grains recovered from the atmosphere over the Atlantic.— Meddeel. Goteb. Bot. Träg., Göteborg, 1938, 12.
Erdtman G. An introduction to pollen analysis: Waltham, Mass., USA, 1943.
Faegri K., Jversen J. Textbook of pollen analysis. Copenhagen, 1975.
Hyde H. A. and *Williams D. A.* Stadies in atmosphere pollen. 1. A. Daily census of pollen at lardiff, 1942.— The new phytologist, 1944, Vol. 43, No 1.
Hyde H. A. and *Williams D. A.* Stadies in atmosphere pollen. 2. Diurnal variation in the incidence of grass pollen.— The new phytologist, 1945, Vol. 44. No 1.
Hyde H. A. and *Williams D. A.* Pollen production and pollen indicance in Ribwort plantago lanceolata.— The new phytologist, 1946, Vol. 45, No 1.
Ogden E. C., Haves J., Raynov G. S. Diurnal patterns of pollen emission in Ambrosia, Phleum, Zea and Ricinus.— Amer. Bot. J., 1969, Vol. 56, No 1.
Persival M. Pollen presentation and pollen collection.— The new phytologist, 1950, Vol. 49. No 1.
Pohl F. Die Pollenerzeugung der Windblutler.—Jbid. 1937, Bd. 56, Abt 2/3.
Raynov G. S., Ogden E. C., Haves J. J. Dispersion and Deposition of corn pollen from experimental sources.— Reprinted from Agronomy J. 1972. July — Aug., Vol. 64.
Polunin N. V. Arctic Aerobiology. Pollen grains and other spores observed on sticky slides exposed in 1947.— Nature, 1951, Vol. 168, No 4278, Oct. 27.
Sangster A. G., Dale A. M. Pollen grain preservation of under represented species in fossil spectra.— Canad. of Botan. J., 1964, V. 42.
Wodehouse R. P. Pollen grains, their structure, indentification and significance in science and medicine. New York a. London, 1935.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.324.2

Е. В. РУХИНА

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ КАМОВ

Термину «кам» посвящена обширная литература. Рассмотрению теории образования камов, их строению и морфологии, а также классификации уделялось большое внимание и на конференциях и совещаниях, посвященных проблемам деградации древних ледниковых покровов и краевым образованиям материковых оледенений.

Однако до сих пор нет единой точки зрения на трактовку термина «кам» и соответственно их генезис. Это объясняется не столько плохой изученностью камов, сколько различной точкой зрения на их генезис и, соответственно, отсутствием разработанной их классификации. Этому способствует огромное разнообразие форм как отдельных камов, так и районов с камовым рельефом, разнообразие слагающего их материала и текстурных особенностей, приуроченность их к различным формам докамового рельефа, и наконец, связь их с различными условиями деградации ледникового покрова.

В последние годы, когда потребность в гравийно-песчано-глинистом материале возросла, а многие озы уже целиком выработаны, появилось большое количество новых карьеров, вскрывших внутреннее строение камов, что послужило основой новой трактовки их генезиса.

В результате детального изучения всего обширного материала, касающегося камов, нам представляется наиболее целесообразным термином «кам» называть холмы, распространенные в пределах ледниковой области и сложенные преимущественно ледниково-водными отложениями. Однако разнообразие строения и текстурных особенностей слагающих их отложений и другие особенности требуют подразделения камов на различные категории.

Поскольку камы отражают в первую очередь определенный рельеф, то при их характеристике прежде всего уделяется внимание форме. Она помогает выявить связь камов с доледниковым рельефом, характером деградации ледникового покрова и влиянием термокарста. При изучении рельефа камов весьма интересны сведения по отрицательным формам рельефа.

Так иногда полузамкнутые воронки, разделенные узкими перемычками, располагаются короткими цепочками. Днища воронок последовательно переходят от высоких отметок к более низким и свидетельствуют об образовании их потоком, ниспадавшим каскадом.

Встречаются воронки, вытянутые в цепочку в несколько километров длиной, свидетельствующие о захоронении глыб льда, переносимых потоками в виде айсбергов.

В некоторых камовых массивах распространены короткие, глубокие и широкие долины с плосковогнутым днищем и верховьями типа цирков. Обычно они приурочены к плато или террасам, расположенным так же

как и устья долин * на различных, но постоянных абсолютных отметках, соответствующих временным базисам эрозии.

Холмы, относимые к камам, сложены в основном ледниковыми отложениями. В зависимости от того какой материал преобладает в их строении, выделяют флювиокамы (преобладание глациофлювиального материала или холмы сложены им целиком), лимнокамы (преобладание ледниково-озерного материала или холмы сложены им целиком) и камы смешанного строения, в образовании которых принимают участие как бассейновые, так и потоковые отложения. В некоторых камах встречаются линзы морен, преимущественно водных и оплывневых (названных нами ранее селевыми). Часто камы целиком или частично перекрыты моренной покрышкой, представленной валунным суглинком или супесью. Мощность покрышки часто увеличивается на склонах камов и в межхолмовых понижениях.

Состав отложений, слагающих камы, позволяет восстановить условия их образования. Этому в значительной степени способствует наличие или отсутствие покрышки, выявление закономерностей в изменении ее мощности и изучение вещественного состава всего комплекса отложений, образующих кам. Однако еще более ценные сведения дает изучение текстурных особенностей. Оно позволяет подразделить камы на две группы: камы, связанные с пассивным и мертвым льдом, и камы, связанные с активным ледником.

И в тех и в других преобладают ледниково-водные осадки с текстурами, свойственными потоковым и бассейновым отложениям. В камах, тяготеющих к пассивной и мертвой стадии ледника, встречаются дислокации преимущественно просадочного типа — ступенчатые сбросы, оплывины и др. В рельефе четко выражено влияние термокарста. Влияние активного ледника в камах сказывается на появлении различного типа складок, чешуйчатых текстур и диапиров. Термокарстовые просадки не играют такой большой роли как в камах мертвого льда. В этих камах ледниковые отложения по сути дела представляют морену напора. Такие холмы, сложенные мореной напора, мы предлагаем выделить в группу камоидов.

УДК 551

Э. ЭЙНЦ (ФРАНЦИЯ)

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О НАХОДКАХ ИСКОПАЕМЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В АФГАНИСТАНЕ

До последнего времени в Афганистане было известно всего лишь два небольших местонахождения ископаемых млекопитающих. Первое найдено и описано Лангом и Лавока в 1968 г. Оно заключало скудные фрагментарные остатки, принадлежащие Lagomorpha, вероятно близкому Alilepus annectens, Rhizomys mirzadi nov. sp., Kanisamys damiani nov. sp., Bovidae gen. et sp. indet. Возраст — сармат.

* Некоторые долины заканчиваются небольшими дельтами, которые усложняют рельеф террас.

Второе местонахождение открыто Рауфи и описано Рауфи и Зиккенбергом в 1973 г. в бассейне Лагман — Джалалабад. Отсюда определены: Rhyzomyidas sp., Paracamelus sp., Bovidae indet. Возраст — плиоцен.

В 1976 г. Л. Гинзбург, Ж. Хартенбергер и автор проводили поиски ископаемых млекопитающих в Афганистане. Были проведены короткие маршруты с поисками фауны в районах Бамиана и Яакаланга, Латабанда, Альтимура и Мангохеля, Кволата и Мокура, но они оказались безрезультатными.

В районе Лагман — Джалалабад была найдена единственная кость — радиус крупного гиракоида.

В бассейне Сароби, близ г. Сароби мы нашли несколько остатков млекопитающих. Наиболее полным из них была нижняя челюсть без зубов, принадлежащая бовиду, близкому к Reduncinae. Остатки представителей этого подсемейства встречены только в Сиваликах — в отложениях татрота и пинджора, которые являются эквивалентами плиоцена и, возможно, нижней части плейстоцена. Наиболее вероятный возраст находки в Сароби — плиоцен.

В бассейне Айнака к северо-востоку от Кабула открыто 13 пунктов с находками ископаемых. Каждый из них содержал остатки, относящиеся к одному-двум, самое большее — трем видам. Ни в одном из случаев не обнаружено костеносного горизонта. Самый богатый пункт содержал один зуб свинообразного, фрагмент пяточной кости бовида и часть скелета жирафы (кости конечности в сочленении), близкой к сиватерию.

В целом для этой серии находок можно дать следующий предварительный список форм: Mastodon indet., Suidae indet., Hipparion sp., Rhinocerotidae indet., Bovidae — 3 или 4 вида, Sivatherium sp., Parapodemus sp. Возраст этой фауны может быть определен как миоцен, вероятно, туролий *.

В других пунктах, расположенных к северу от бассейна Айнак, найдены остатки микрофауны и мелких грызунов, предположительно позднеплейстоценового возраста.

УДК 551.791 (282.247.33)

Н. Д. ПРАСЛОВ, М. А. ИВАНОВА, Е. С. МАЛЯСОВА

ЗОЛОТОВКА I — ПОСЕЛЕНИЕ ОХОТНИКОВ НА ЗУБРОВ НА НИЖНЕМ ДОНУ

Большое количество выразительных позднепалеолитических поселений в лесостепной зоне Европейской части СССР и редкие находки сравнительно бедных местонахождений этого времени в степной полосе позволяли думать о том, что степные условия были мало пригодны для обитания. Предполагалось, что эти территории были слабо заселены в

* Весной 1977 г. в бассейне р. Хуркабул около с. Малайян (30 км к юго-востоку от Кабула) встречено богатое местонахождение миоценовой фауны млекопитающих, связанное с толщей пресноводных ритмичных слоистых осадков (E. Heintz, M. Brunet, J. P. Carbonnel. Dècouverte du premier grand gisement à Mammifères fossiles d'Afghanistan.— C. R. Acad. Sc. Ser. D, 1978, t. 286).

палеолите. Однако постепенно появляются сведения о новых находках палеолита в разных частях степной зоны, указывающие на то, что редкость палеолитических памятников объясняется здесь главным образом слабой изученностью этой территории, а не их отсутствием. Позднепалеолитические поселения открыты теперь не только в Северном Приазовье, но и в Причерноморье [Борисковский, Праслов, 1964]. Открыты они и на Нижнем Дону, причем не только в приморской зоне, но и в глубине долины [Праслов, 1977]. К числу таких стоянок относятся и позднепалеолитические поселения у хут. Старозолотовский Константиновского р-на Ростовской области. Особенно интересны поселения Золотовка I и Золотовка III, в которых хорошо сохранились культурные слои.

Оба эти поселения открыты В. Я. Кияшко и А. Е. Матюхиным в 1969 г. В 1976 и 1978 гг. Золотовский отряд Костенковской экспедиции проводил здесь систематические раскопки.

Описываемые стоянки представляют большой интерес в связи с тем, что они расположены в долине Дона на значительном удалении как от стоянок в Каменной Балке близ хут. Недвиговка Ростовской области, так и от Костенковско-Боршевского палеолитического района. Они занимают как бы промежуточное положение. Кроме того, в каменном инвентаре стоянки Золотовка I отчетливо выступают своеобразные черты в технике изготовления орудий, характерные для Мураловской позднепалеолитической стоянки, расположенной на берегу Миусского лимана [Праслов, 1972]. По предварительным данным материалы этих стоянок можно отнести к одной позднепалеолитической культуре. Подобные случаи, несмотря на большое количество исследованных памятников, для палеолита очень редки. И, наконец, культурный слой стоянки Золотовка I залегает в ненарушенном положении, что важно для установления его геологического возраста. (Для большинства степных памятников проблема определения возраста крайне сложна).

Стоянка Золотовка I расположена на правом борту балки Маркина примерно в 1,5 км к северу от хут. Старозолотовский и в 9 км к югу от г. Константиновск Ростовской области. Она находится на расстоянии около 400 м от Дона в глубине хорошо разработанной балки на высоте около 35 м над урезом реки. Этим она напоминает положение стоянок в Каменной Балке близ Недвиговки [Гвоздовер, 1967].

В результате изучения всех обнажений, имеющихся в окрестностях стоянки Золотовка I, удалось установить, что правый берег долины Дона сформирован здесь отложениями более древней террасы, чем мариинская. Повсюду на коренных отложениях, представленных флишеобразными породами карбона, лежит толща крупнозернистых кварцевых песков, перекрытых пойменным слоистым аллювием и мощной пачкой гидроморфных серых почв. Выше лежат покровные суглинки с серией ископаемых почв. На высоте 30 м над урезом Дона повсюду отчетливо выделяется красноцветная почва мощностью около 1,5 м, представленная темно-красно-бурым суглинком. Карбонатный горизонт ее и лежащие ниже серовато-бурые суглинки содержат плотные известковые стяжения величиною с кулак, иногда в виде трубок диаметром до 7 см и длиной до 50 см. Эта почва, скорее всего, синхронна аллювию мариинской террасы и предположительно относится к миндель-рисскому (лихвинскому) времени. Сходная почва прослеживается у Герасимовки в Приазовье на чаудинских морских осадках. Выше лежат плотные бурые суглинки с комплексом почв, напоминающих разрез в Хрящах [Праслов, 1968], а еще выше — светло-бурые и палевые суглинки и супеси верхнеплейстоценового возраста, с которыми связан культурный слой.

Рис. 1. Золотовка I

А — общий вид, 1976 г.; *Б* — южная окраина раскопа 1976 г.

Эти суглинки и супеси почти повсюду задернованы и открываются лишь по промоинам.

Толща описанных отложений прорезана сетью современных и верхнеплейстоценовых оврагов и балок. Склоны балок пологовыпуклые без каких-либо площадок перегибов, тальвег очень узкий.

В течение двух полевых сезонов на стоянке Золотовка I вскрыто 80 м² площади поселения. Культурный слой залегает на глубине около 2 м (рис. 1). Положение в разрезе его следующее:

	Мощность, *м*
1. Супесь серая пылевидная — перепаханный дерновой слой современной почвы	0,1—0,25
2. Супесь пылевидная, интенсивно черная — горизонт А современной почвы	0,1
3. Супесь серовато-коричневая, контакты постепенные, но отчетливые: верхний — более или менее ровный, нижний — языковатый, длина «языков» до 0,5 м	0,4—0,8
4. Супесь желто-бурая с легким коричневатым оттенком — горизонт вмывания полуторных окислов железа. Оба контакта отчетливые	0,4
5. Суглинок светло-бурый до палевого, лёссовидный, карбонатный. Напоминает типичный лёсс. Интенсивное скопление карбонатов отмечается в нижней части слоя в виде точечной белоглазки. Оба контакта четкие	0,35
6. Суглинок бурый, более темный, чем вышележащий, более плотный, лёссовидный, карбонатный, неясно слоистый. В верхней части этого суглинка залегает культурный слой.	около 1,0

В шурфе, вырытом в пределах раскопа, под суглинком слоя 6 залегает бурый слоистый суглинок, который на глубине около 6 м от поверхности ложится на погребенную красноцветную почву. Отчетливо видно, что суглинки верхнеплейстоценового возраста ложатся на миндель-рисскую красноцветную почву с размывом. Когда произошел этот размыв и в какое время накопились суглинки и супеси, включающие культурный слой? Ответить на эти вопросы не просто. По костному углю Л. Д. Сулержицким для культурного слоя получена дата 17400±700 (ГИН-1968). Это пока — единичная дата и нужны дополнительные исследования.

Культурный слой на стоянке Золотовка I представлен многочисленными расщепленными и обработанными камнями, костями животных и следами костров. В профиле и по простиранию на площади культурный слой отчетливо выявляется благодаря более темной окрашенности и насыщенности культурными остатками. Находки лежат компактно, средняя амплитуда колебаний по вертикали незначительна — практически на величину изделий и костей, т. е. в среднем около 7—10 см. Значительные колебания по высоте наблюдаются лишь на том участке, где начинается склон. Здесь, по-видимому, слой частично разрушен и культурные остатки сносились вниз. Мощность слоя с находками возрастает при этом до 0,5 м.

Несомненный интерес представляет положение вскрытых культурных остатков. В плане наблюдаются пятна их концентрации, образующие отдельные скопления. Границы таких скоплений четкие: за их пределами находки практически отсутствуют. Такая четкая локализация культурных остатков обычно характерна для поселений с жилыми наземными сооружениями. Это дает возможность и здесь предполагать наличие таких сооружений. Однако пока никаких других данных для установления остатков жилищ нет, да и вскрытые комплексы в значительной мере разрушены современным овражком.

Культурные остатки на изученной площади представлены многочисленными мелкими осколками и обломками различных костей, принадлежащих исключительно зубру, и расщепленным и обработанным кремнем и кварцитом. Подобный характер остатков фауны известен в Амвросиевской стоянке в Донбассе и в Большой Аккарже в Одесской области. На стоянке Золотовка I почти нет ни одной целой или крупной кости — все они раздроблены. Разбиты даже челюсти.

Среди каменного инвентаря выделяется группа высоких нуклевидных скребков, встречено несколько миниатюрных пластиночек мураловского типа наряду с обычными формами резцов и скребков на пластинах и отщепах (рис. 2).

По типам орудий, собранных на стоянке Золотовка I, прослеживается большое сходство с каменным инвентарем Мураловской стоянки. Близка и техника расщепления. Однако на стоянке Золотовка I имеется

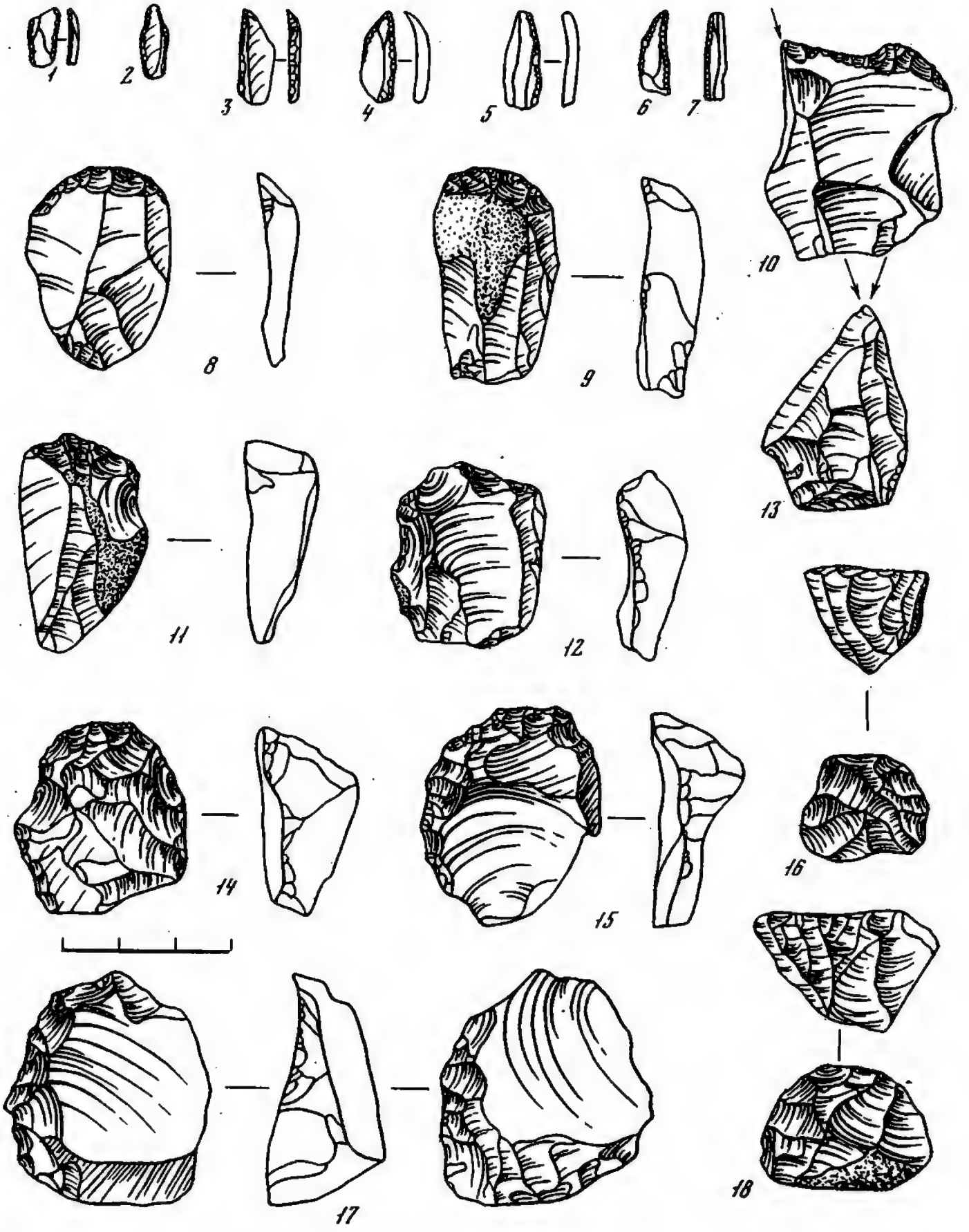


Рис. 2. Золотовка I. Каменный инвентарь

1—7 — микроострия; *10, 13* — резцы, *8, 9, 11, 12, 14, 15, 17* — скребки; *16, 18* — нуклеусы

значительное количество правильных призматических нуклеусов, с которых снимались тонкие ножевидные пластины и пластиночки позднепалеолитического облика. На Мураловской стоянке таких нуклеусов и пластин нет. В то же время в обоих этих памятниках встречаются дисковидные нуклеусы и высокие скребки так называемого ориньякоидного типа. Такие «скребки» редко использовались как скоблящие инструменты. Чаще они являются своеобразными нуклеусами для скалывания микропластиночек, из которых путем вторичной обработки изготавливались мелкие острия (см. рис. 2, *1—7*).

Сходство каменного инвентаря стоянок Золотовка I и Мураловская прослеживается по всем основным категориям орудий: по миниатюрным остриям, по высоким скребкам и резцам. Отличие заключается лишь в более совершенной технике расщепления камня на стоянке Золотовка I. Следовательно, можно предположить, что оба эти памятника относятся или к одной культуре, развивающейся во времени, или к одной культурной традиции. При этом можно допустить, что поселение Золотовка I было более поздним по сравнению с Мураловским. К сожалению, для сравнения возраста этих памятников пока нет других данных, кроме типологии, каковая не может здесь являться основополагающей. Необходимы иные данные и, в частности, данные методов естественных наук. С этой целью на стоянке Золотовка I отобраны образцы на палинологический анализ.

Всего из разреза взято 13 проб. Во всех образцах выделено значительное количество пыльцы и спор (от 150 до 500 зерен) хорошей сохранности. Спорово-пыльцевые спектры оказались неоднородными. С учетом изменений их состава на диаграмме выделено 6 палинозон (рис. 3).

В спектрах палинологической зоны I (обр. 10—13) доминирует пыльца травянистых растений (60—80%), принадлежащая в основном маревым, полыни и сложноцветным. В небольшом количестве присутствует пыльца злаков, гвоздичных, гречишных и хвойника. Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца сосны (80%), в отдельных образцах обнаружены единичные зерна ели, вяза и лещины. Культурный слой находится в нижней части этой зоны; ему соответствует обр. 12.

Спектр палинологической зоны II (обр. 9) характеризуется заметным увеличением в общем составе количества пыльцы древесных пород, причем и состав ее становится более разнообразным: появляется пыльца ели, в большем количестве присутствует пыльца ольхи и березы. Среди травянистых растений по-прежнему преобладает пыльца маревых и полыни, но появляется пыльца мезофильного разнотравья (Ranunculaceae, Polygonaceae, Rosaceae и др.). Кроме того, отмечена пыльца хвойных и покрытосеменных растений, переотложенная из палеогеновых отложений, что свидетельствует о своеобразии условий формирования верхней части лёссового горизонта — скорее всего об усилении денудационных процессов и наличии перерыва в процессе осадконакопления.

Спектр палинологической зоны III (обр. 8) отличается от предыдущей увеличением среди трав количества пыльцы сложноцветных. Отличие наблюдается и в общем облике эмульсии под микроскопом — присутствии большого количества слабо фоссилизованных растительных остатков и спикул губок.

Спектры палинологической зоны IV (обр. 6, 7) характеризуются абсолютным господством (до 89%) в них пыльцы травянистых растений разнообразного состава. Доминирует пыльца полыни и маревых, но встречается пыльца мезофильного разнотравья (Ranunculaceae, Caryophyllaceae, Polygonaceae, Compositae).

В спектрах палинологической зоны V (обр. 4, 5) возрастает значение пыльцы древесных пород, главным образом сосны (82%). Встречены единичные зерна вяза и лещины. Состав пыльцы травянистых растений обнаруживает сходство с зоной III.

Отличительная черта спектра палинологической зоны VI (обр. 2, 3) — господство в нем пыльцы травянистых растений — маревых, полыни, сложноцветных и в меньшей степени разнотравья.

Таким образом, палинологические данные свидетельствуют о неоднократных изменениях климатических условий во время формирования лёссового и почвенных горизонтов. Прослеживаются три неполных кли-

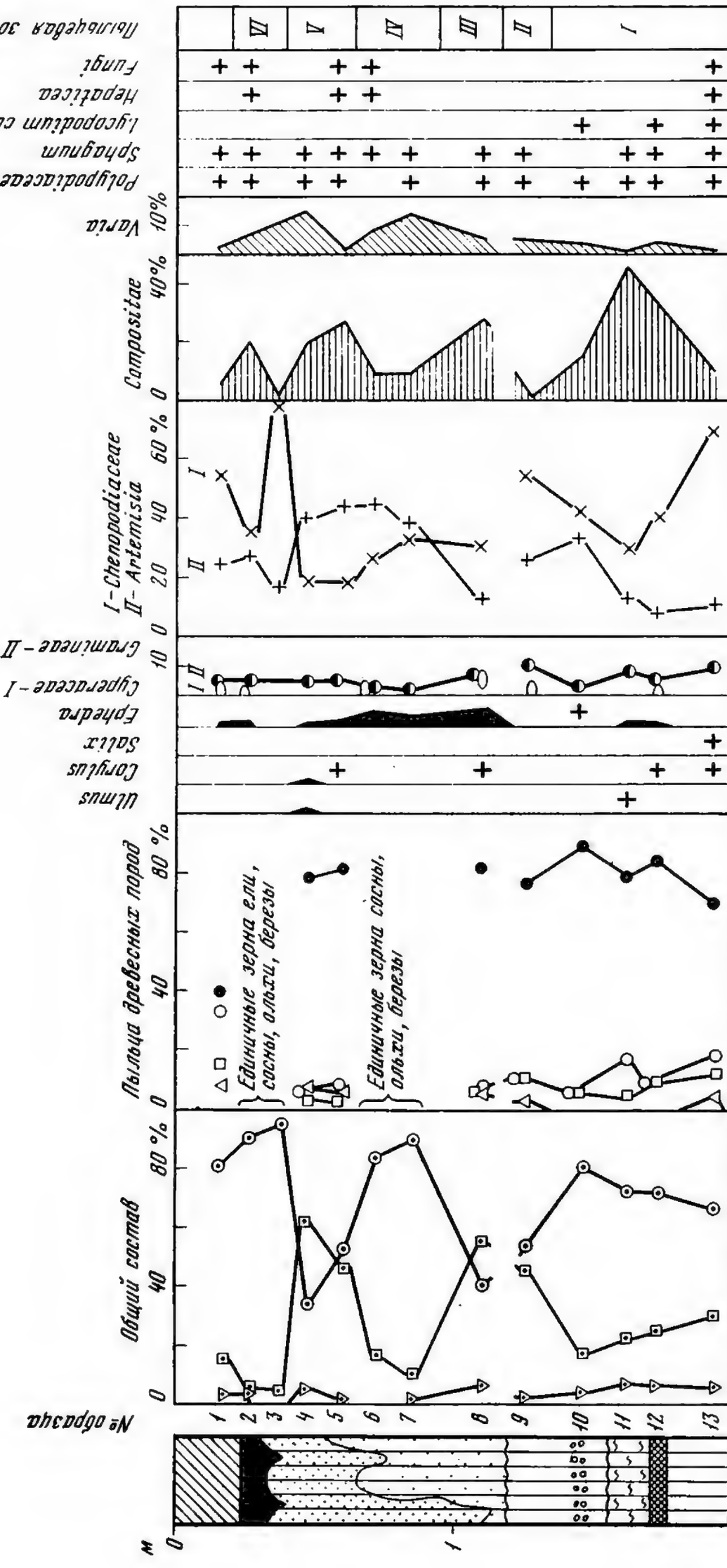


Рис. 3. Золотовка I. Спорово-пыльцевая диаграмма

матических ритма. Первый ритм (зоны I и II) — господствующие степные сообщества из маревых, полыни и сложноцветных с участием такого степного растения как хвойник (Ephedra distachia L.) начинают вытесняться группировками с большим участием мезо-ксерофильного разнотравья. Облесенность территории возрастает. Второй ритм (зоны III, IV) отражает обратный процесс — уменьшение облесенности под влиянием увеличения сухости. Третий ритм (зоны V, VI) — формируется современная почва.

Эти палинологические данные хорошо согласуются с литологией отложений, вскрытых на стоянке. К сожалению, в соседних районах нет четких разрезов, охарактеризованных палинологически, к которым можно было бы привязать диаграмму по стоянке Золотовка I. Но по характеру, отражающему смену типов растительности и влажности, в дальнейшем ее можно будет увязать с общими палеогеографическими событиями на территории Восточно-Европейской равнины и таким образом более точно определить время и условия обитания палеолитических охотников на зубров на Нижнем Дону.

ЛИТЕРАТУРА

Борисковский П. И., Праслов Н. Д. Палеолит бассейна Днепра и Приазовья.— В кн.: САИ, вып. АІ-5. М.; Л.: Наука, 1964.

Гвоздовер М. Д. О культурной принадлежности позднепалеолитических памятников Нижнего Дона.— Вопросы антропологии, 1967, вып. 27.

Праслов Н. Д. Ранний палеолит Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона. Л.: Наука, 1968.

Праслов Н. Д. Некоторые специфические формы каменных орудий Мураловской палеолитической стоянки.— КСИА, 1972, вып. 131.

Праслов Н. Д. Работы по палеолиту на Нижнем Дону.— АО 1976 г., М., 1977.

УДК 551.5

М. Е. БЫЛИНСКАЯ

ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ОЛЬХОВСКОЙ СВИТЫ (Восточная Камчатка)

На востоке Камчатки морские отложения ольховской свиты распространены в западной и юго-западной частях п-ва Камчатка, где они вскрываются в склонах долин и цоколях террас рр. Мутная, Ольховая Первая и их притоков.

Ольховская свита была выделена впервые в 1940 г. О. С. Вяловым и Р. И. Вяловой. В дальнейшем эти отложения изучали ряд исследователей, в том числе В. Г. Беспалый, Г. П. Борзунова, Т. Д. Давидович, Т. И. Линькова, Ф. С. Файнберг, М. Н. Шапиро [Беспалый и др., 1972] и др.

Отложения ольховской свиты представляют собой мощную глинисто-алевритовую толщу с прослоями песков, гравийников, галечников и подразделяются на две подсвиты: нижнюю, вскрывающуюся по р. Мутная, и верхнюю, вскрывающуюся по рр. Ольховая Первая и Белая.

Большинство исследователей возраст всей толщи оценивает как плиоценовый. Проведение палеомагнитного анализа позволило предположить, что накопление отложений верхней подсвиты происходило в эпоху

Брюнеса [Беспалый и др., 1972]. Изучение малакофауны осадков ольховской свиты показало, что во время ее накопления происходило постепенное похолодание климата. Таким образом, результаты как палеомагнитного, так и фаунистического анализа свидетельствуют о том, что ольховская свита представляет собой переходную плиоцен-четвертичную толщу морских отложений.

Изучение видового состава фораминифер верхней подсвиты позволяет судить о ее возрасте с еще большим основанием.

До сих пор в микрофаунистическом отношении был изучен лишь один небольшой разрез по р. Белая. По данным Н. А. Фрегатовой [Беспалый и др., 1972], здесь встречено 6 видов фораминифер: Buccella ex gr. niigatoensis (Husezima et Maruhasi), Epistominella pulchella (H. et M.) = (E. pacifica), Cassidulina kasiwazakiensis (Maruhasi), Cribroelphidium vulgare Voloshinova (?=C. goesi), Elphidium clavatum Cushman, Globigerina bulloides Orbighy. Н. А. Фрегатова предположительно отнесла данный комплекс к самым верхам плиоцена.

В настоящей работе дается описание видового состава фораминифер из отложений 30-метрового разреза на правом берегу р. Ольховая Первая напротив устья руч. Буйный. В разрезе обнажается слоистая песчано-алевритo-глинистая толща. На высоте 6 м от подошвы разреза залегает слой пепла. В отложениях над слоем пепла обнаружен богатый и разнообразный комплекс фораминифер, представленный секреционными бентосными и планктонными формами. В дальнейшем для удобства изложения будем называть этот комплекс ольховским. Общее количество фораминифер в образцах составляет порядка 2—3 тыс. экземпляров [1].

Комплекс содержит 48 видов фораминифер, представленных в подавляющем большинстве ныне существующими формами. Обнаружены лишь 4 вида, не встречающиеся в современных морских бассейнах. Это — Retroelphidium hughesi (Cushman et Grant), Islandiella laticamerata (Voloshinova), Cribroelphidium crassum Kuznetzova. Только первый из названных видов имеет широкое распространение в отложениях изучаемой нами ольховской свиты (порядка 800 экз.), остальные встречаются единично.

Среди ныне живущих видов преобладают: Cribroelphidium granatum (Gudina) (порядка 60—300 экз.), C. goesi (Stschedrina) (10—50 экз.), Elphidium subclavatum Gudina (20—200 экз.), а также Epistominella pacifica (Cushman) (до 920 экз.). Обилие последнего вида в разрезе — очень интересная характерная черта данного комплекса, поскольку этот вид не встречен нигде в плейстоценовых отложениях СССР, но распространен в современных дальневосточных морях на глубинах 136—1200 м [Саидова, 1961]. Очевидно, его наличие в разрезе свидетельствует о сравнительно глубоководных и относительно тепловодных условиях древнего бассейна.

Довольно широко в изучаемых отложениях представлены букцеллы. Распространены: Buccella frigida (Cushman) (до 60 экз.), B. troitzkyi Gudina (от 20 до 120 экз.), а также в небольшом количестве B. inusitata Andersen. Постоянно, но в небольших количествах, по разрезу встречается Islandiella islandica (Nørvang), лишь в одном образце насчитывается 260 экз. Из представителей исландиеллид обнаружены единичные экземпляры Islandiella teretis (Tappan) и I. norcrossi (Cushman).

Кроме перечисленных видов в отложениях встречаются: Quinqueloculina seminulum (Linné), Triloculina trihedra Loeblich et Tappan, Lagena distoma Parker et Jones, Sigmomorphina trilocularis (Bagg), Globulina gibba (Orbighy), Oolina apiopleura (Loeblich et Tappan), Fissuri-

[1] Данные приводятся в расчете на 50 г сухой породы.

na marginata (Walker et Boys), Discorbis cf. deplanatus, Cibicides rotundatus Stschedrina, Astrononion gallowayi Loeblich et Tappan, Nonionellina labradorica (Dawson), Nonionella auricula Heron — Allen et Earland, Cribroelphidium subarcticum (Cushman), Stainforthia loeblichi (Feyling — Hanssen), S. concava (Hëglund), Bolivina decussata Brady, B. subaenariensis, Uvigerina peregrina Cushman, U. hootsi Rankin, U. juncea Cushman et Todd.

В разрезе обнаружено также довольно большое количество планктонных фораминифер, представленных видами Globigerina bulloides Orbighy, G. pachyderma (Ehrenberg), G. guingueloba Natland, Globigerinita uvula (Ehrenberg).

Из 32 встреченных в разрезе видов, зоогеографическая характеристика которых установлена, большинство составляют аркто-бореальные и бореальные виды (соответственно 40 и 28%), 8 видов бореально-арктических и 2 арктических. Шесть форм, не определенных до вида вследствие плохой сохранности единичных экземпляров, с большой степенью вероятности можно отнести к бореальным или аркто-бореальным.

Таким образом, комплекс в целом можно охарактеризовать как аркто-бореальный со значительным содержанием бореальных элементов.

Определение возраста отложений, вмещающих описанный выше комплекс фораминифер, можно проводить на том основании, что из 48 видов подавляющее большинство (92%) являются ныне живущими. Это свидетельствует о том, что исследуемые отложения относятся скорее всего к четвертичным.

При сравнении ольховского комплекса с рядом комплексов из других районов, наибольшее сходство по видовому составу обнаруживается с пинакульским (нижнеплейстоценовым) комплексом Чукотки, изученным И. М. Хоревой (1974). Большинство видов, обнаруженных в пинакульских отложениях, присутствует в описываемой ассоциации. Это такие виды, как Elphidium subclavatum, Cribroelphidium goesi, C. granatum, Buccella frigida, B. inusitata, Cassidulina islandica, Stainforthia concava, Astrononion gallowayi. В то же время ольховский комплекс является более богатым и, по-видимому, более тепловодным по сравнению с пинакульским. Для него характерно отсутствие ряда арктических видов, содержащихся в пинакульском комплексе (в частности, видов рода Protelphidium). Несмотря на значительное сходство этих комплексов, ассоциация ольховской свиты, судя по присутствию в ней вымерших видов, древнее пинакульского комплекса, а также комплексов Кольского п-ва, Западной Сибири и Енисейского Севера, описываемых В. И. Гудиной [1976].

Таким образом, изучение видового состава фораминифер, встреченных в разрезе ольховской свиты на р. Ольховая Первая, свидетельствует о плейстоценовом возрасте верхней подсвиты. Вероятно, ее накопление соответствует самому началу раннего плейстоцена.

Что касается условий осадконакопления данных отложений, то, судя по составу сформировавшегося в них комплекса, они были близки к современным. Это был сравнительно глубоководный водоем (около 200 м или более), о чем свидетельствует обилие вида Epistominella pacifica и планктонных видов, а также представителей родов Uvigerina и Bolivina. Придонные воды имели низкую положительную температуру (+1—4° С) и пониженную соленость, судя по преобладанию эльфидиид по сравнению с исландиеллидами.

ЛИТЕРАТУРА

Беспалый В. Г., Борзунова Г. П., Давидович Т. Д., Линькова Т. И., Файнберг Ф. С., Шапиро М. Н. К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка).— В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972.

Гудина В. И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976.

Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., 1961.

Хорева И. М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря. М.: Наука, 1974.

УДК 551.791

Т. А. СЕРЕБРЯННАЯ

К ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ЛЕСОВ ЗАПАДА СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Территория Среднерусской возвышенности отличается плохой сохранностью естественного растительного покрова, что связано, прежде всего, с интенсивным сельскохозяйственным освоением. Небольшие массивы широколиственных и вторичных березовых лесов концентрируются в северных и западных районах. На западной периферии возвышенности лесистость резко возрастает: здесь наблюдается переход к хвойным лесам, до сих пор еще одевающим территорию Брянской части бассейна Десны.

В составе флоры этих лесов сохранились представители флоры дубрав, которые указывают на иные лесорастительные условия в прошлом. Палинологические данные по торфянику Березовое, расположенному как раз на контакте ландшафтов Среднерусской возвышенности и Брянщины, рассматривались как свидетельство «наивысшего расцвета широколиственных лесов» в атлантический период голоцена с последующими незначительными «вспышками» степной растительности [Банникова, Соколовская, 1971].

Наши палинологические данные по центральным районам Среднерусской возвышенности [Серебрянная, Ильвес, 1974; Серебрянная, 1976], относящиеся к зоне лесостепи, показали, что эта территория переживала период значительного проникновения широколиственных лесов, сначала с преобладанием липы, затем дуба в более позднее время. Предпринятое Э. О. Ильвесом серийное радиоуглеродное датирование позволило установить, что последний лесной этап начался только в середине суббореального периода, примерно 3500—4000 лет назад. Климат позднего голоцена в целом благоприятствовал распространению дубрав в лесостепи, однако этот процесс был приостановлен деятельностью человека.

В свете отмеченных данных представляет интерес вновь рассмотреть вопрос об истории лесов запада Среднерусской возвышенности, используя спорово-пыльцевой и радиоуглеродный методы исследования. В поисках подходящего объекта мы остановили свой выбор на разрезе торфяника у х. Балкашинский Хотынецкого района Орловской области. Этот разрез приурочен к зоне контакта широколиственных и широколиственно-хвойных лесов. Слои торфа вскрываются в обнажении в сред-

ней части лога, который имеет протяженность около 2 км и впадает в р. Лубна. Лог приурочен к нижней части северо-восточного пологого склона (крутизна 2—3°) водораздела рек Цон и Лубна. Интенсивное овражно-балочное расчленение, характерное для бассейна Цона,— следствие сведения лесов и почти сплошной распашки территории.

На основе анализа исторических документов В. С. Давыдчук [1977] указывает на существование крупных лесных массивов в Хотынецком районе еще в XVI—XVIII вв., что вполне согласуется с особенностями современного почвенного покрова (преобладание темно-серых лесных почв) и распространением луговых и лесных элементов в составе флоры. От былых дубовых и березовых лесов с примесью липы, ясеня, клена, орешника остались лишь небольшие рощицы, чаще всего по склонам логов. Сосна встречается отдельными экземплярами, однако боровые травянистые элементы наблюдаются и под пологом широколиственных древостоев. Сплошные массивы сосновых лесов, покрывающие территорию Брянщины, удалены на 20—30 км к северу и западу от рассматриваемого района.

Переходя к описанию разреза, отметим, что в его строении выделяется собственно торфяная залежь и кроющий делювиальный чехол. Сверху вниз вскрываются следующие слои:

	Глубина, *м*
1. Супесь палевая, с белыми прослоями тонкозернистого песка, с пятнами ожелезнения, рыхлая	0,00—0,60
2. Пески белые, переслаивающиеся с легкими, охристыми, сильно ожелезненными супесями	0,60—0,90
3. Супеси палевые и белые, карбонатные, с тонкими прослоями черного торфа	0,90—1,50
4. Торф низинный, черный, с тонкими супесчаными прослоями . . .	1,50—1,75
5. Торф низинный, черный, слабо разложившийся (до 25%), с включениями вивианита и с супесчаными прослоями толщиной до 2 см	1,75—2,57
6. Торф низинный, черный, слабо разложившийся (до 25%), с включениями вивианита до глубины 2,9 м. Видимая мощность слоя около 1 м. На глубине 3,5 м — выходы грунтовых вод	2,57 и ниже

По данным выполненного нами палинологического анализа выделено шесть пыльцевых зон в региональной системе, разработанной для всей Среднерусской возвышенности. На примере разреза Балкашинский четко прослеживается специфическая черта палинологической характеристики голоценовых отложений западной части Среднерусской возвышенности, граничащей с Брянско-Жиздринским Полесьем,— господство пыльцы сосны на протяжении рассматриваемого периода осадконакопления. Установлено, что для этого района характерны спорово-пыльцевые спектры лесного характера, однако состав пыльцы древесных пород значительно меняется по разрезу. Ниже остановимся на краткой характеристике выделенных пыльцевых зон (рисунок).

Самая нижняя пыльцевая зона VI соответствует горизонту торфяной залежи на глубине от 3,50 до 2,85 м и отличается высоким содержанием спор (25—50%), представленных, в основном, папоротниками. Участие пыльцы древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах несколько выше, чем пыльцы трав и кустарничков. В составе пыльцы древесных пород доминирует пыльца сосны (60—80%). Содержание пыльцы широколиственных пород около 20%, а березы еще меньше (около 15%). Пыльца ели отмечается спорадически в небольшом количестве. Следует заметить, что в этой же зоне встречено максимальное для всего разреза количество пыльцы вяза (10%), представленного как Ulmus campestris, так и U. laevis, и липы сердцелистной (до 8%). Содержание пыльцы дуба (2—10%) меньше, чем в лежащих выше слоях торфа. Кроме перечисленных древесных пород в небольшом количестве обнаружена пыль-

ца граба. Для рассматриваемой зоны характерно высокое содержание пыльцы ивы (до 14%) и довольно значительное — пыльцы ольхи (10—20%), тогда как пыльцы лещины всего 3—9%.

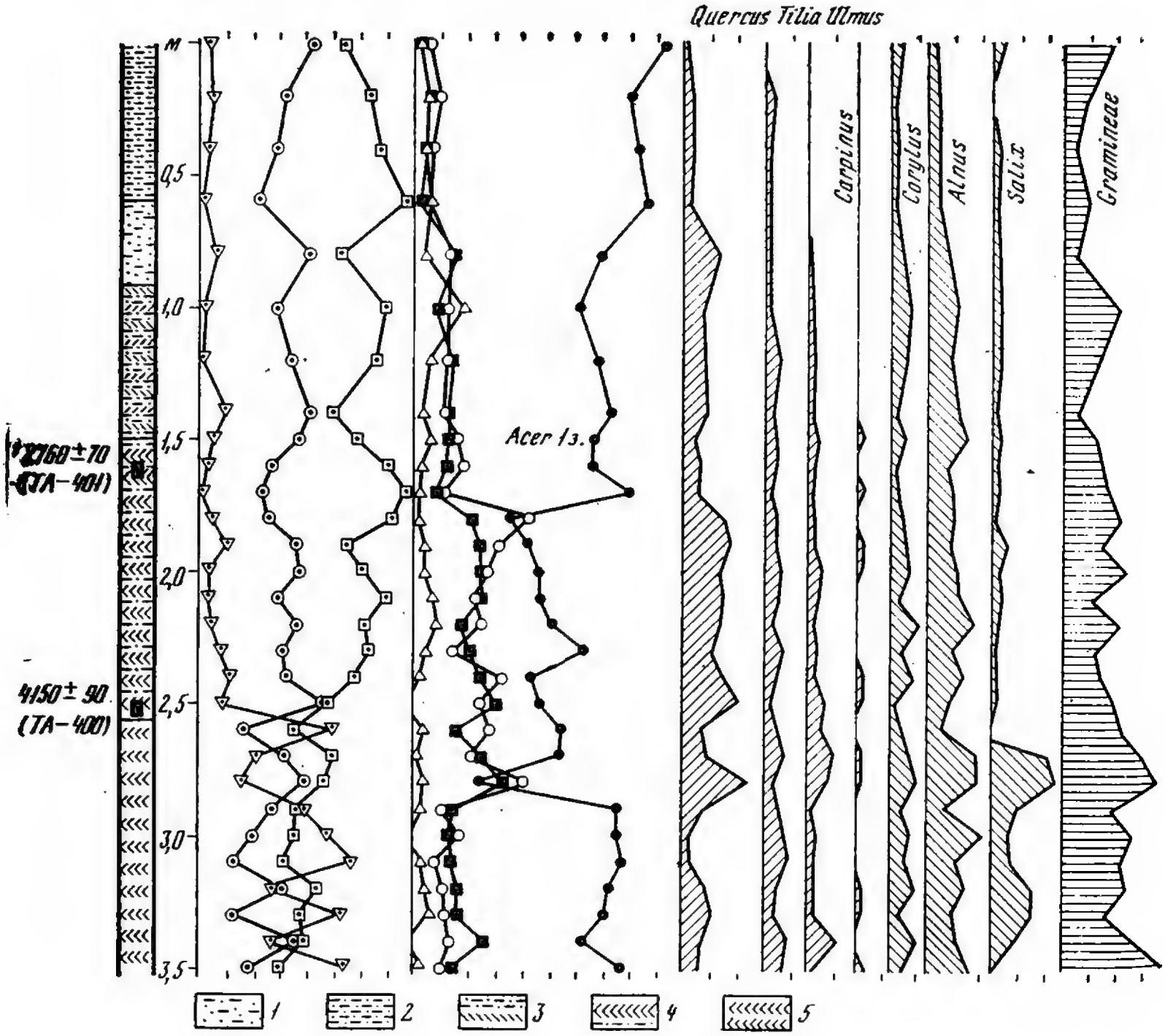
В составе пыльцы травянистых растений преобладает пыльца разнотравья (до 50%), осок (до 42%) и злаков (до 37%). Пыльца маревых и сложноцветных обнаружена в небольшом количестве. Интересны находки нескольких пыльцевых зерен эфедры в нижней части зоны VI, причем выше по разрезу пыльца этого растения вовсе не встречается. В отложениях, соответствующих рассматриваемой зоне, часто присутствует пыльца водных растений: рогоза узколистного (Typha angustifolia) и широколистного (T. latifolia).

Пыльцевая зона V, соответствующая спектрам в интервале глубин 2,85—2,45 м, характеризуется довольно высоким содержанием пыльцы древесных растений (35—55%), меньшим участием пыльцы трав и спор.

Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений разреза у х. Балкашинский

1 — песок с прослоями супеси; *2* — супесь; *3* — супесь с прослоями торфа; *4* — торф с прослоями супеси; *5* — торф; *6* — пыльца древесных растений; *7* — пыльца травянистых растений; *8* — споры; *9*—*12* — пыльца: *9* — ели, *10* — сосны, *11* — березы, *12* — «смешанного дубового леса» (дуб, липа, вяз, граб); *13* — наличие спор и пыльцы водных растений; *14* — доминирующие споры

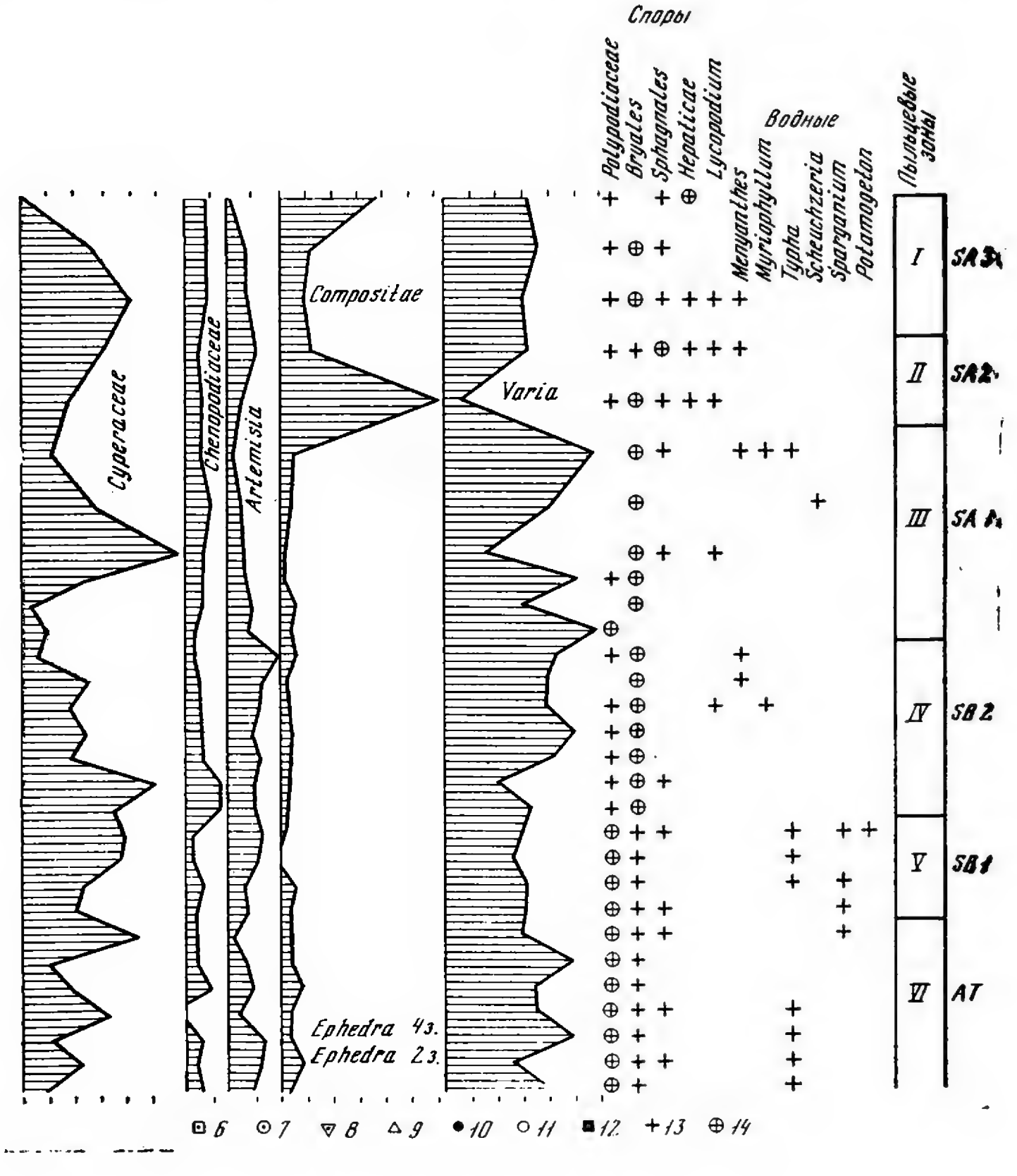
Периоды голоцена: *AT* — атлантический; *SB* — суббореальный; *SA* — субатлантический



Возрастает количество пыльцы березы. Здесь отмечено также резкое увеличение содержания пыльцы широколиственных пород (до 33%), прежде всего дуба, а также вяза и липы. Встречаются отдельные зерна граба. Содержание пыльцы ольхи достигает 18, лещины 9%. В нижней части зоны выделяется максимальное для всего разреза количество пыльцы ивы (20—23%), выше наблюдается ее резкое уменьшение.

Переход к зоне V ознаменовался заметным увеличением содержания пыльцы осок и злаков и уменьшением пыльцы разнотравья, несколько возросло участие пыльцы полыней. Споры папоротников по-прежнему продолжают играть значительную роль в спорово-пыльцевых спектрах. Содержание пыльцы водных растений в отложениях зоны V не превышает 2%. Наряду с пыльцой рогозов, которая встречалась и в отложениях предыдущей зоны, появляется пыльца ежеголовников (Sparganium sp.), а в самом верхнем спектре — рдеста (Potamogeton sp.).

Пыльцевая зона IV выделена нами в пределах глубин 2,45—1,75 м и примерно соответствует залежи торфа с супесчаными прослоями. Пере-



ход к зоне IV характеризуется резким увеличением содержания пыльцы древесных пород (до 70%). С этим же рубежом связано начало постоянного присутствия пыльцы ели в разрезе. В составе пыльцы широколиственных пород, составляющих в сумме около 20%, на первом месте пыльца дуба (10—17%), гораздо меньше пыльцы липы и вяза, единично встречается пыльца граба. Пыльца ольхи и лещины представлена в спорово-пыльцевых спектрах в незначительном количестве. Начало зоны отмечено увеличением содержания пыльцы осок и маревых, а конец — возросшей ролью пыльцы разнотравья. Довольно постоянно на протяжении всей зоны присутствие в небольших количествах пыльцы злаков, полыней и прочих сложноцветных. С этой зоной связано резкое уменьшение содержания спор папоротников и столь же резкое увеличение количества спор зеленых мхов.

Пыльца водно-болотных растений встречается только во второй половине зоны (вахта трехлистная — Menyanthes trifoliata и уруть — Myriophyllum sp.) в количестве не более 1%.

Следующая зона III (в пределах глубин 1,75—0,90 м) совпадает с горизонтом супесей с прослоями торфа и по общему составу пыльцы и спор мало отличается от предыдущей, зато намечаются коренные изменения в соотношении компонентов пыльцы древесных пород. Так, например, увеличивается фоновое содержание пыльцы сосны, достигающее примерно таких же значений, как в самых верхних слоях разреза, т. е. 60—80%, почти вдвое снижается содержание пыльцы широколиственных пород, особенно дуба. В верхней части зоны III из спорово-пыльцевых спектров выпадает пыльца граба. Отмечено резкое снижение роли пыльцы берез и увеличение содержания пыльцы ели (до 18%).

Среди пыльцы трав максимальных показателей достигает пыльца осок (до 66%) и разнотравья (до 57%). Эти две группы доминируют в составе пыльцевых спектров. Отмечается уменьшение содержания пыльцы злаков и очень незначительное присутствие пыльцы сложноцветных. Среди немногочисленных спор преобладают споры зеленых мхов. Пыльца водно-болотных растений представлена отдельными зернами вахты, шейхцерии болотной (Scheuchzeria palustris), рогоза широколистного и урути.

Для пыльцевой зоны II, выделенной в осадках на глубине 0,90—0,55 м, на фоне большого содержания пыльцы древесных пород особенно возрастает обилие пыльцы сосны (до 87%), в верхней части зоны уменьшается содержание пыльцы дуба, кривая пыльцы вяза выклинивается еще в самом начале зоны. Пыльца липы встречается единично. Сокращается содержание пыльцы ольхи и орешника. В составе пыльцы трав резко возрастает содержание пыльцы сложноцветных, которая доминирует в спектрах. Одновременно сокращается роль пыльцы злаков.

Для пыльцевой зоны I наиболее четко проявляются признаки антропогенного воздействия: последовательное сокращение роли пыльцы древесных пород, в первую очередь широколиственных, увеличение содержания пыльцы сосны (по всей вероятности, фонового) и т. д. Для этой же зоны характерно преобладание пыльцы осок и разнотравья. В образце, взятом с поверхности почвы, участие пыльцы полыней сходит почти на нет, но зато больше пыльцы злаков и прочих сложноцветных.

Кроме палинологической характеристики разреза у х. Балкашинский, мы располагаем результатами определения возраста торфа радиоуглеродным методом, выполненного в Биогеохимической лаборатории Института зоологии и ботаники АН ЭССР А. А. Лийва, за что мы приносим ему большую благодарность.

Получены две радиоуглеродные датировки: для торфа с глубины 1,60—1,65 м (пыльцевая зона III) — 2760±70 лет назад (ТА-400) и для

торфа с глубины 2,50—2,55 м (пыльцевая зона V) — 4150±90 лет назад (ТА-400). Сопоставление этих данных с предложенной нами системой пыльцевых зон помогло установить корреляцию с климатическими периодами Блитта — Сернандера для умеренной зоны северного полушария на надежной хронологической основе.

Радиоуглеродная датировка ТА-400 показывает, что нижние слои торфа в изученном разрезе, по всей вероятности, накапливались ранее суббореального периода. Мы полагаем, что выделенную нами пыльцевую зону VI можно отнести к атлантическому периоду голоцена (АТ). Кроме того, указанная дата помогает определить возраст рубежа между первой и второй половинами суббореального периода (SB_1/SB_2) примерно в 4000 лет назад, что имеет довольно четкое литофациальное выражение.

Переход от суббореального периода к субатлантическому фиксируется датой в 2760±70 лет назад (ТА-401). С этим рубежом в разрезе у х. Балкашинский тоже связано изменение режима осадконакопления. По-видимому, в это время усилились процессы эрозии и делювиального сноса, так как торфяник изобилует супесчаными прослоями.

Результаты изучения отложений разреза у х. Балкашинский позволяют наметить ход изменений растительности и направленность колебаний климата во второй половине голоцена. Описанные выше пыльцевые зоны позволяют выделить тип растительности и доминирующие группы растений в его составе.

Так на протяжении атлантического, суббореального и большей части субатлантического периодов голоцена близ района исследований существовало торфяное болото. В окрестностях болота на склонах водораздела рр. Лубна и Цон росли леса. Об этом свидетельствуют как почвенные (распространение серых лесных почв), так и палеоботанические (лесной тип спорово-пыльцевых спектров) данные. В условиях широкого распространения песчаных и супесчаных грунтов ведущей лесообразующей породой была сосна. Это заключение вытекает не только из результатов спорово-пыльцевого анализа, но и подтверждается геоботаническими данными (островные местонахождения сосны, обилие боровых видов среди трав). А. В. Фомин [1898] на основе изучения боровых и неморальных элементов в составе флоры лесов в верховьях р. Цон сделал вывод, что на песках первоначально селились сосновые леса, которые впоследствии замещались широколиственными.

По нашим данным, в атлантическое время наряду с сосновыми борами были распространены и широколиственные леса из дуба (Quercus robur), вяза (Ulmus campestris и U. laevis), липы (Tilia cordata) с развитым папоротниковым ярусом. По окраине болота широкое распространение получили ивняки и ольшаники. Вполне возможно также произрастание и хвойно-широколиственных лесов указанного выше состава.

В суббореальный период большее распространение, чем на предыдущем этапе получили широколиственные леса, в основном, дубравы с вязом и липой. Как видно, палинологические данные находятся в согласии с результатами флористического анализа. В первую половину суббореального периода еще довольно большие площади были заняты ольшаниками и ивняками, тогда как во вторую половину последние почти исчезли. Зато ель расширила свой ареал к югу, что отразилось на постоянном присутствии ее пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах (до 8%). С первой половиной суббореального периода связано распространение осоково-злаковых и осоково-разнотравных группировок в окрестностях болота и мезофильной водно-болотной флоры. Во второй половине суббореального периода большее распространение получили злаково-осоковые и разнотравно-осоковые сообщества, т. е. значительно возросла роль осок в составе луговой и лугово-болотной растительности.

С переходом к субатлантическому периоду существенно изменился состав лесов: доля сосны возросла за счет сокращения участия широколиственных пород. Сосновые боры, вероятно, были широко распространены в ландшафте, хотя в начале рассматриваемого периода (SA_1) дубравы с участием липы и вяза еще удерживали свои позиции. Местами в лесах сопутствующей породой была ель. В последующее время (SA_2) происходит выпадение вяза и резкое сокращение липы и ели в составе лесов. В субатлантический период в наземном ярусе хвойных лесов значительное место занимали зеленые мхи. Луговая растительность из осок и разнотравья была приурочена к открытым пространствам, но имела довольно ограниченное распространение, что следует из данных флористического состава современной растительности и спорово-пыльцевого анализа.

К концу субатлантического периода (SA_3) относятся свидетельства возросшего влияния на природу деятельности человека, проявившейся в сведении лесов и распашке обширных территорий. В качестве примера сошлемся на повышенное участие сложноцветных, в том числе и полыней, а также на распространение подорожника, щавеля и других спутников человека в травяном покрове.

В соседних местностях Хотынецкого района (верховья рр. Вытебеть и Нугрь), как отмечает В. С. Давыдчук [1977], на основе анализа археологического материала, в XII—XIII вв. сложились очаги пашенного земледелия. В. С. Давыдчук оценивает распашку территории в 4—6%, площадь пастбищ и сенокосов — в 20—25%, а лесопокрытые участки — примерно в 70—75%.

Учитывая многочисленные палинологические данные, можно следующим образом представить динамику растительности во второй половине голоцена, отражающую климатические изменения на Русской равнине. В атлантическое время создались благоприятные условия для продвижения широколиственных пород далеко на север. Эта миграция продолжалась примерно до начала суббореального периода.

В суббореальное время климатические условия на севере Европейской части СССР перестали благоприятствовать произрастанию широколиственных пород, что повлекло за собой сокращение площадей смешанных и широколиственных лесов на севере и продвижение их к югу. Эта тенденция выявлена по палинологическим данным разреза болотных отложений у х. Балкашинский в зоне контакта широколиственных и смешанных широколиственно-хвойных лесов. На спорово-пыльцевой диаграмме установлено увеличение содержания пыльцы «смешанного дубового леса».

По всей вероятности, естественный ландшафт субатлантического времени был лесной. Однако продвижение широколиственных пород далее к югу благоприятствовало новой инвазии сосновых лесов в пределы рассматриваемого региона, тем более, что этому процессу способствовал легкий механический состав почв.

Современное состояние растительного покрова западных окраин Среднерусской возвышенности — результат интенсивного хозяйственного освоения территории на протяжении продолжительного времени. Прекращение роста торфяников, расположенных в крупных логах, и погребение их делювиальными наносами было следствием широкой распашки и сведения лесов. Местами эти торфяники оказались вскрытыми молодыми эрозионными врезами, что сделало их доступными для изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Банникова И. А., Соколовская В. Т. Пыльцевая диаграмма низинного торфяника Среднерусской возвышенности.— В кн.: Палинология голоцена. М., 1971.

Давыдчук В. С. История становления антропогенного фактора развития ландшафта (на примере верхнего Поочья). Автореф. канд. дисс. М., 1977.

Серебрянная Т. А. Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене.— В кн.: История биогеоценозов СССР в голоцене. М., Наука, 1976.

Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О. Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1974, № 42.

Фомин А. В. Бассейн Оки. Геоботанические исследования 1897 г. СПб., 1898.

УДК 551.35

Д. Д. БАДЮКОВ

ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНИХ УРОВНЕЙ МОРЯ

С 1974 г. советские ученые принимают эктивное участие в исследованиях по Международной программе геологической корреляции (МПГК). Эта долгосрочная междисциплинарная программа осуществляется ЮНЕСКО совместно с Международным союзом геологов. Важнейшая задача ее — объединение усилий ученых различных стран в области корреляции геологических явлений и процессов. Программа состоит из ряда проектов, касающихся наиболее актуальных вопросов геологии и географии. Одним из них является проект № 61 — «Изменение уровня моря за последние 15 тыс. лет», посвященный одной из важнейших проблем геоморфологии и палеогеографии четвертичного периода — развитию шельфов и побережий в позднем плейстоцене и голоцене.

Трудно переоценить значение послеледникового повышения уровня моря для эволюции рельефа и осадконакопления на шельфах и морских побережьях. Определение абсолютного возраста древних уровней моря делает возможной точную оценку тектонической активности побережий, проясняет многие вопросы палеогидрологии. Очевидна взаимосвязь геодинамики дна морей и океанов и изменений их уровня. Выяснение положения береговых линий в прошлом позволит нам судить о палеодинамических характеристиках береговой зоны древних бассейнов, правильнее анализировать закономерности динамики морских берегов в настоящее время, решать многие другие теоретические и практические вопросы, связанные с изучением верхней части шельфа.

В нашей стране национальная рабочая группа по разработке проекта «Изменения уровня моря в голоцене» была образована два года назад. В мае 1976 г. проведено организационное совещание, на котором избрано Бюро Советской национальной рабочей группы. В его состав вошли: П. В. Федоров, Л. Г. Никифоров, Ф. А. Щербаков, В. С. Медведев, Л. В. Зорин, В. И. Мысливец. Председателем национальной рабочей группы был избран П. А. Каплин, ученым секретарем Д. Д. Бадюков. В настоящее время в разработке проекта участвует около 50 ученых из различных научных и производственных организаций Советского Союза.

Второе совещание проведено в июне 1977 г. Оно носило научно-организационный характер. В промежутке между совещаниями Бюро Советской рабочей группы разработало предварительный список проблем по проекту, и на совещании в 1977 г. эти проблемы с дополнениями были

утверждены как основные направления в работе Советской рабочей группы. Сюда включены следующие вопросы:

1) причины изменения уровня моря за последние 15 тыс. лет; 2) современные изменения уровня моря; 3) влияние изменения солености и температуры воды в океане на ее объем; 4) влияние изостатической нагрузки при изменениях объема вод на дно морей и океанов; 5) изменение формы геоида и колебания уровня моря в позднем плейстоцене и голоцене (геоидальная эвстазия); 6) соотношение эвстазии, неотектоники, изостазии в различных районах побережья; 7) критерии определения гипсометрического положения древних береговых линий; 8) методы определения возраста древних береговых линий (их достоверность, применимость); 9) характер и темпы изменений уровня океана и морей за последние 6 тыс. лет; 10) картирование древних береговых линий на шельфе и на суше; 11) связь колебаний уровня моря и изменений климата в голоцене; 12) палеогеографические и палеоэкологические особенности эволюции береговой зоны и шельфа в связи с изменением уровня моря за последние 15 тыс. лет; 13) отражение колебаний уровня моря в строении толщ континентальных, морских и прибрежно-морских отложений; 14) математическое моделирование изменений уровня моря; 15) методы статистической обработки данных по уровням и возрасту голоценовых береговых линий.

Исследования по проекту было решено проводить как по общим проблемам, так и, учитывая протяженность береговой линии Советского Союза, по отдельным регионам. Для этого были созданы региональные рабочие подгруппы, объединяющие исследователей, занимающихся изучением отдельных участков побережий нашей страны. Таких региональных подгрупп образовано шесть: южных морей (координатор П. В. Федоров); Балтийского моря (координатор К. К. Орвику); морей западного сектора Советской Арктики (координатор Б. И. Кошечкин); морей восточного сектора Советской Арктики (координатор А. П. Пуминов); морей северной части Дальнего Востока (координатор В. Г. Беспалый); морей южной части Дальнего Востока (координатор А. М. Короткий).

По общим проблемам образованы следующие рабочие подгруппы: методы определения критериев изменений уровня моря (координаторы В. С. Медведев и М. Г. Никифоров); современные колебания уровня моря (координатор Р. К. Клиге); радиоуглеродное датирование береговых линий (координаторы Я. К. Пуннинг и А. И. Шлюков).

В настоящее время региональные подгруппы работают над созданием палеогеографических карт шельфа и береговых линий на временные срезы 17—15 тыс. и 6 тыс. лет назад. Составляются кривые изменения уровня моря по отдельным районам побережий Советского Союза. Эти материалы предполагается опубликовать в атласе-монографии «Палеогеография территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене», который подготовил Институт географии АН СССР. Основная же цель региональных подгрупп — изучение конкретных следов изменений уровня моря в поздне- и послеледниковое время, обоснование их возраста, характера распространения, гипсометрического положения.

Важнейшее условие успешной разработки проекта — массовое и достоверное датирование радиоуглеродным методом береговых линий голоцена на суше и на шельфе. Советская национальная рабочая группа по разработке проекта № 61 обратилась к радиоуглеродным лабораториям СССР с просьбой принять участие в работе по сбору данных о возрасте позднеплейстоценовых и голоценовых береговых линий морей Советского Союза. Центром сбора и хранения этой информации выбрана Лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена

МГУ. В настоящее время разрабатывается программа обработки серий датировок по голоценовым береговым линиям на ЭВМ.

Кроме того, рабочими подгруппами по общим проблемам составляются обзоры по методам определения критериев колебаний уровня моря в голоцене, ведется работа по составлению аннотированной библиографии советских работ по проблеме «Изменения уровня моря в голоцене», опубликованных за последние 5 лет.

Как известно, в 1982 г. в СССР будет проводиться XI конгресс INQUA. Советская национальная рабочая группа по проекту «Изменения уровня моря в голоцене» считает необходимым организовать симпозиум — экскурсию по исследованию голоценовых береговых линий с участием членов Международной рабочей группы проекта и представителей национальных рабочих групп стран — участников проекта. В настоящее время разрабатывается программа и маршрут симпозиума.

Между Советской национальной рабочей группой и Международной рабочей группой проекта № 61, в частности, ее председателем А. Блумом (США), существует тесный контакт. В 1976 г. руководство проекта зарегистрировало Советскую национальную рабочую группу, а в августе 1977 г. председатель Советской национальной рабочей группы П. А. Каплин принял участие в очередном заседании Международной рабочей группы проекта «Изменения уровня моря в голоцене», приуроченном к X конгрессу INQUA в Бирмингаме (Англия). В этой встрече приняли участие представители национальных рабочих групп 16 из 24 стран, принимающих участие в разработке проекта.

На заседаниях обсуждались вопросы, связанные со сбором, анализом и интерпретацией данных по изменениям уровня моря, обсуждалась единая система документации определений абсолютного возраста геологических образцов, фиксирующих голоценовые береговые линии. Обсуждался также составленный руководителем проекта А. Блумом «Атлас кривых послеледникового изменения уровня моря». На первом заседании были заслушаны сообщение председателя Международной рабочей группы проекта А. Блума и отчеты национальных рабочих групп.

С отчетом о работе Советской национальной рабочей группы выступил П. А. Каплин. Председатель проекта № 61 А. Блум, закрывая первое заседание, особо отметил значительную активность Советской национальной рабочей группы, четко определившей задачи и основные проблемы, связанные с разработкой проекта, и представившей подробный и интересный отчет.

На совещании был выбран новый состав Международной рабочей группы проекта «Изменения уровня моря в голоцене». В него вошли: А. Блум (США) — руководитель проекта, Б. Хагеман (Нидерланды), Р. Винкен (ФРГ), П. Каплин (СССР), Х. Фор (Франция), М. Тулей (Великобритания), К. Сугуино (Бразилия), Э. Гилл (Австралия). Избрание представителя СССР П. А. Каплина членом Международной рабочей группы свидетельствует о признании активной работы Советской национальной рабочей группы проекта № 61 МПГК «Изменения уровня моря в голоцене».

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 50 1980

ПРИЛОЖЕНИЕ

А. ЛИЙВА, Г. А. ЕЛИНА, В. Н. ЧАЧХИАНИ, Т. РИННЕ

СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРЕЛИИ

Настоящий список содержит датировки органогенных отложений (торфов и сапропелей из Карельской АССР), выполненные в 1972—1977 гг. с целью исследования истории развития болот в голоцене [Елина, 1969, 1971а, 1971б; Пьявченко и др., 1976]. Образцы отбирались с помощью ручного бура Гиллера или Инсторфа. Бурение было проведено из наиболее глубоких частей торфяников.

Спорово-пыльцевой анализ всех разрезов, описание которых дается в настоящей статье, выполнен В. Чачхиани, ботанический — Л. Беловой. Радиоуглеродное датирование проведено А. А. Лийва и Т. С. Ринне в Лаборатории геобиохимии Института зоологии и ботаники АН Эстонской ССР. Измерение активности C^{14} проводилось сцинтилляционным методом с применением бензола.

Все датируемые образцы измерялись параллельно на двух одноканальных установках. Радиоуглеродные датировки рассчитаны исходя из значения периода полураспада C^{14}, равного 5568±30 годам. За начало отсчета принят 1950 г.

СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

Регион объединяет территорию Карелии от ее северных пределов до 64° с. ш., исключая юго-восточное Прибеломорье. В списке дается описание 16 образцов органогенных отложений, отобранных из 9 болот, характерных для разных типов рельефа.

Серия Птичье

Болото Птичье расположено в Лоухском р-не, у оз. Сокол на ледниковой моренной равнине. Торфяная залежь низинная, ее глубина — 7 м. Для датирования по C^{14} О. Л. Кузнецовым в 1977 г. отобрано два образца.

ТА-1021 **8600±100**

Образец отобран из базального слоя торфа с глубины 6,70—7,0 м. Пыльцевой анализ показывает березовый бореальный максимум.

Эти данные достаточно хорошо согласуются с палинологическими материалами из района Куусамо Финляндии [Vasari, 1962].

ТА-1020 **6610±100**

Торф с глубины 4,5—4,75 м. Контакт AT1/AT2. Эмпирическая граница пыльцы ели (около 6000 лет назад).

Серия Нейно-суо

Болото Нейно-суо располагается в Лоухском р-не, у оз. Сокол. Рельеф тот же. Глубина торфа — 5 м, залежь низинная. В 1977 г. О. Л. Кузнецовым отобрано два образца для датирования.

ТА-1026 **8695±100**

Придонный слой торфа, подстилаемый глинами, с глубины 4,75—5,0 м. Контакт B01 и B02.

ТА-1025 **7350±90**

Торф с глубины 3,75—4,0 м. Контакт B02/AT1.

Серия Межгорное

Болото Межгорное расположено в Лоухском р-не, к югу от оз. Сокол в глубокой котловине с крупным грядово-холмистым рельефом денудационно-тектонического генезиса. Торфяная залежь болота переходная, глубина органогенных отложений (торф, сапропель) — 5,9 м; ниже — глины. В 1977 г. О. Л. Кузнецовым отобран для датирования один образец.

ТА-1019 **7920±100**

Торф с глубины 5,6—5,9 м. Пыльцевой анализ показывает середину бореального периода.

Серия Заповедное

Болото Заповедное расположено в Кемском р-не, между поселками Шомба и Кепа на моренной слабовсхолмленной равнине. Глубина торфа — 5,8 м, залежь низинная и переходная. Для датирования О. Л. Кузнецовым в 1977 г. отобрано два образца.

ТА-954 **8990±100**

Придонный слой торфа с глубины 5,5—5,8 м. Ниже — глина. Пыльцевой анализ показывает бореальный максимум березы (начало B01).

ТА-955 **6900±100**

Торф с глубины 4,7—5,0 м. В пыльцевом спектре отмечена нижняя граница непрерывной кривой пыльцы вяза (AT1).

Серия Шомба-шуо

Болото Шомба-шуо расположено в Кемском р-не, у пос. Шомба на моренной волнистой равнине. Торфяная залежь низинная, глубина торфа — 2,25 м. Два образца на C^{14} отобраны О. Л. Кузнецовым в 1978 г.

ТА-1102 **6945±50**

Придонный образец торфа с глубины 2,0—2,25 м. Ниже — глина. Пыльцевой анализ показывает атлантический климатический оптимум (AT1).

ТА-1103 **3050±60**

Торф (глубина 1,0—1,25 м) из основания озерка в грядово-мочажинно-озерковом комплексе.

Серия Кепское

Болото Кепское (Калевальский р-н, у пос. Кепа) приурочено к небольшой котловине в камовом рельефе. Торфяная залежь переходная; глубина органических отложений 4,9 м. В 1977 г. О. Л. Кузнецовым на болоте отобрано для датирования два образца.

ТА-1017 **8995±100**

Сапропель из придонного слоя (4,7—4,9 м) на контакте с песком. В пыльцевом спектре — абсолютный максимум березы (B01).

ТА-1018 **6115±100**

Торф (3,75—4,0 м) на контакте с сапропелем. Пыльцевой анализ показывает атлантический климатический оптимум (AT2).

Серия Джулай-суо

Болото Джулай-суо (Калевальский р-н, к западу от оз. Контокки) развилось в узком логу при крупно-грядовом денудационно-тектоническом рельефе. Бурение озерно-болотных отложений проведено на глубину 6,5 м, из которых 5,75 м сложены торфом (низинный, переходный, верховой) и 0,75 м — сапропелем. В 1974 г. О. Л. Кузнецовым отобрано для датирования два образца.

ТА-738 **7400±100**

Сапропель с глубины 6,25—6,5 м датирован началом атлантического времени (AT1).

ТА-737 **5700±100**

Торф отобран с глубины 5,25—5,5 м, на контакте с сапропелем. Пыльцевой анализ свидетельствует о климатическом оптимуме (AT2).

Серия Контокки

Болото Ландшафтное (Калевальский р-н, к юго-западу от оз. Контокки) занимает узкую котловину на структурно-денудационной равнине. Торфяная залежь — низинная;

максимальная глубина органических отложений — 7,0 м (из них: 6,0 м — торф и 1,0 м — сапропель). Сапропель подстилается глиной. Два образца для датирования отобрали в 1974 г. Г. А. Елина и О. Л. Кузнецов.

ТА-730 **8000±100**

Придонный образец сапропеля с глубины 6,75—7,0 м датируется на основании пыльцевого анализа концом бореального периода (В02).

ТА-729 **3200±60**

Торф с глубины 4,25—4,5 м. Пыльцевой анализ показывает суббореальный максимум ели.

ТА-581 **6800±140**

Сапропель вблизи лимнотельматического контакта на глубине 4,75—5,0 м из болота Но-суо (Калевальский р-н, к востоку от оз. Контокки), которое занимает узкую котловину между высокими озами. Относительная высота озовых гряд около 8 м, бурением пройдено 8 м, из которых 4,25 м — переходный торф и 3,75 м — сапропель. В 1972 г. Г. А. Елиной и О. Л. Кузнецовым отобран один образец.

Пыльцевые спектры свидетельствуют о времени климатического оптимума (АТ1) и начале появления и распространения ели.

ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБЕЛОМОРЬЕ

Регион объединяет территорию Прибеломорской низменности, ограниченную на западе г. Беломорск и р. Выг, на востоке — границей Карелии с Архангельской областью. В списке приводится описание 6 образцов из торфяных отложений двух болот.

Серия Заруцкое

Болото Заруцкое расположено в Беломорском р-не, к юго-востоку от д. Нюхча на III морской террасе Прибеломорской низменности на высоте 20 м. Торфяная залежь верховая, максимальная глубина торфа — 8 м. Подстилается торф морскими глинами и суглинками. В 1975 г. для датирования Г. А. Елиной и В. Антипиным отобраны 5 образцов.

ТА-836 **8360±100**

Торф (глубина 7,5—7,85 м) из контактной зоны низинного и переходного слоев. Пыльцевой анализ показывает бореальный возраст (В02).

ТА-835 **7120±100**

Торф с глубины 6,25—6,5 м датируется первой половиной атлантического периода (АТ1). Датировкой определено время появления ели (ее эмпирическая граница).

ТА-834 **5575±80**

Торф с глубины 5,0—5,25 м. Пыльцевой анализ показывает верхнеатлантический максимум пыльцы ели.

ТА-833 **3500±70**

Торф с глубины 2,25—2,5 м имеет суббореальный возраст. Датировкой установлено время суббореального максимума ели.

ТА-832 **1940±60**

Торф с глубины 1,0—1,25 м. Пыльцевой анализ показывает субатлантический максимум ели.

ТА-837 **5010±80**

Торф с глубины 4,15—4,3 м из болота Малый Нюхчинский Мох (Беломорский р-н, к востоку от д. Нюхча), приуроченного к III морской террасе Прибеломорской низменности высотой 20 м. Торфяная залежь верховая, глубина торфа — 5,0 м. В 1975 г. В. Антипиным для датирования отобран один образец.

Пыльцевой анализ показывает конец атлантического периода (АТ2) и эмпирическую границу пыльцы ели.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

Территория, отграниченная с севера 64° с. ш. и с юга 62° с. ш., исследована наименее детально. В данном списке дается описание 7 образцов из трех болот.

Серия Челмужи

Болото у р. Немина (Медвежьегорский р-н, к востоку от д. Челмужи) приурочено к узкой долине р. Немина, от которой круто поднимается терраса высотой 60 м. Из естественного обнажения торфяника, общая мощность которого 2,65 м, в 1971 г. Г. А. Елиной и О. Л. Кузнецовым для датирования отобраны три образца торфа.

ТА-434 **4480±60**

Торф с глубины 1,3—1,35 м. Пыльцевые спектры свидетельствуют об отложении этих торфов в начале суббореального периода.

ТА-433 **4270±70**

Торф сильно минерализованный (глубина 1,15—1,2 м). Пыльцевой анализ показывает суббореальный максимум ели.

ТА-432 **2975±60**

Торф с глубины 0,7—0,75 м. Пыльцевой анализ показывает суббореально-субатлантический контакт.

Серия Чудесное

Болото Чудесное (Медвежьегорский р-н, к северо-западу от оз. Сегозеро) занимает узкую котловину на озерно-ледниковой равнине. Торфяная залежь болота низинная, глубина торфа 6,0 м. В 1977 г. В. Антипиным для датирования отобраны два образца.

ТА-1023 **8450±80**

Торф с глубины 5,5—5,75 м. Пыльцевые спектры свидетельствуют о бореальном времени их отложения (начало В02).

ТА-1022 **7760±100**

Торф с глубины 4,75—5,0 м. Пыльцевой анализ показывает конец бореального периода.

Серия Сухая Ламба

Болото Сухая Ламба (Кондопожский р-н, заповедник Кивач) расположено среди крупных холмов озерно-ледникового холмистого рельефа. Торфяная залежь болота верховая, переходная; глубина торфа — 8,0 м. В 1976 г. В. Антипиным для датирования отобраны два образца.

ТА-890 **8250±80**

Торф с глубины 7,75—8,0 м. Пыльцевой анализ показывает середину бореального времени.

ТА-889 **7360±80**

Торф с глубины 7,5—7,75 м. Пыльцевые спектры показывают начало атлантического периода.

ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ

Территория южнее 62° с. ш. исследована довольно полно. Здесь дается описание 13 образцов из 6 разрезов болот.

Полученные нами из данного района материалы хорошо согласуются с данными К. Толонена [Tolonen, 1967] по Финляндии.

Серия Бездонное

Болото Бездонное расположено в Суоярвском р-не, к западу от оз. Сямозеро на моренной водно-ледниковой волнистой равнине в котловине между двумя невысокими грядами. Торфяная залежь болота низинная и переходная. Максимальная глубина органогенных отложений — 13,5 м, из которых 5,25 м сложены торфом и 8,25 м — сапропелем. В 1971 г. В. Антипиным и О. Л. Кузнецовым отобраны четыре образца на радиоуглеродное датирование.

ТА-535А **9880±150**

Образец сапропеля отобран с глубины 13,0—13,5 м из основания органогенных отложений. Спорово-пыльцевые спектры показывают абсолютный максимум березы, что соответствует началу пребореального периода.

ТА-534 **9470±150**

Сапропель с глубины 12,0 м. Пыльцевой анализ показывает контакт между пребореальным и бореальным периодами.

ТА-533 **9085±120**

Образец сапропеля с глубины 9,0 м.

ТА-532 **5065±70**

Образец торфа отобран с глубины 5,0 м вблизи лимнотельматического контакта (сапропеля и торфа). Пыльцевые спектры из этих отложений соответствуют атлантико-суббореальному контакту.

Серия Мусту-суо

Болото Мусту-суо (Пряжинский р-н, к востоку от д. Киндасово) приурочено к обширной котловине Шуйской равнины, имеющей озерно-ледниковый генезис [Апухтин и др., 1965]. Торфяная залежь болота — верховая и переходная; максимальная глубина торфа — 5,5 м. В 1973 г. В. Н. Чачхиани и О. Л. Кузнецовым отобраны два образца торфа для датирования.

ТА-579 **8670±100**

Придонный (на контакте с глинами) образец торфа с глубины 4,75—5,0 м. Пыльцевой анализ показывает максимум березы, соответствующий бореальному периоду (конец В01).

ТА-578 **7600±100**

Торф с глубины 3,5—3,75 м. В спорово-пыльцевых спектрах отмечено появление пыльцы ели.

Серия Киндасово

Болото Неназванное расположено в Пряжинском р-не, к северу от д. Киндасово на верхних уровнях Шуйской равнины. Торфяная залежь болота низинная и переходная; глубина ее 4,0—4,5 м. Подстилается торф глиной. На болоте в 1974 г. В. Антипиным и О. Л. Кузнецовым отобраны три образца для радиоуглеродного датирования: два — из скважины в центре болота, один — на периферии.

ТА-838 **8460±100**

С глубины 4,25—4,4 м (центр болота) отобран придонный образец торфа. Пыльцевой анализ свидетельствует о бореальном возрасте болота (В01/В02).

ТА-855 **4150±40**

Торф из того же разреза (глубина 0,75—1,0 м). По пыльцевым спектрам (резкое уменьшение пыльцы ели) отложения датируются второй половиной субатлантического времени.

ТА-779 **4070±80**

С глубины 2,32—2,6 м на периферии болота отобран придонный образец торфа. Пыльцевой анализ показывает суббореальный возраст этих отложений.

Серия Ритту-суо

Болото Ритту-суо расположено в Пряжинском р-не, к северо-востоку от д. Киндасово на озерно-ледниковой Шуйской равнине. Торфяная залежь болота верховая, глубина торфа — 3,15 м. В. Н. Чачхиани и О. Л. Кузнецовым для датирования отобран один образец.

ТА-580 **7900±100**

Придонный образец торфа, с глубины 2,4—2,7 м датирован по пыльцевым данным концом бореального времени (В02).

Серия Койву-суо

Болото Койву-суо (Пряжинский р-н) примыкает с запада к болоту Ритту-суо. Торфяная залежь низинная, глубина торфа 1,5—2,0 м. В 1971 г. В. Н. Чачхиани и О. Л. Кузнецовым отобрано для датирования три образца.

ТА-447 **5780±100**

Торф с глубины 1,3—1,4 м, подстилается глинами. Пыльцевые спектры показывают климатический оптимум (АТ2).

ТА-448 **2550±70**

Торф с глубины 0,8—0,9 м. В пыльцевых спектрах четко выражена зона контакта между суббореальным и субатлантическим периодами.

Хийли-суо

ТА-955 **8530±80**

Торф с глубины 5,5—5,8 м из болота Хийли-суо (Прионежский р-н, к юго-востоку от г. Петрозаводск). Болото расположено на склоне отдельного возвышенного массива. Торфяная залежь болота — переходная, максимальная глубина торфа — 6,0 м. В 1976 г. В. Антипиным и О. Л. Кузнецовым для датирования отобран образец торфа.

Пыльцевой анализ и датировки показывают бореальное время формирования этих слоев (контакт В01/В02), что не подтверждает сведения Доннера [Donner, 1951] о позднеледниковом формировании этого болота.

ЛИТЕРАТУРА

Апухтин Н. И., Экман И. М., Яковлева С. В. Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке. Балтика, 1965, 2.

Елина Г. А. К истории развития болот юго-восточной части Прибеломорской низменности.— Бот. ж., 1969, 54, 4.

Елина Г. А. Корреляция спорово-пыльцевых спектров голоцена Карельской АССР, Ленинградской области и Финляндии. Палинология голоцена. М., 1971а.

Елина Г. А. Типы болот Прибеломорской низменности.— В кн.: Болота Карелии и пути их использования. Петрозаводск, 1971б.

Пьявченко Н. И., Елина Г. А., Чачхиани В. Н. Основные этапы истории растительности и торфонакопления на востоке Балтийского щита в голоцене.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1976, № 45.

Donner J. Pollen-analytical studies of late-Glacial deposits in Finland.— Bull. Comm. geol. Finl., 1951, 154.

Tolonen K. Über die Entwicklung der Moore im finnischen Nordkarelien.— Ann. Bot. Fenn, 1967, 4, 3. Helsinki.

Vasari Y. A study of the vegetational history of the Kuusamo district (north east Finland) during the late — quaternary period.— Ann. Bot. Soc. Zool. Bot. Fenn. «Vanamo», 1962, 33, 1.

В. В. КОСТЮКЕВИЧ, И. Е. ИВАНОВ, С. А. НЕСТЕРЕНКО.

СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХИМИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР.

Сообщение V

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Им-419 **5700±220**

Торф. Центральная Якутия. Лено-Амгинское междуречье. Аласная котловина. оз. Енёр. Глубина залегания от дневной поверхности 1,2 м. Образцы с порядковыми номерами 1—15. Сборы Иванова М. С. (Им. СО АН СССР).

Им-406 **3050±100**

Торф. Центральная Якутия. Лено-Амгинское междуречье. Абалахская поверхность. Днище аласа Куосалас. Глубина залегания 1,7 м.

Им-420 **4160±130**

Торф. Центральная Якутия. Лено-Амгинское междуречье. Оз. Енёр. Днище аласа. Глубина залегания 0,7 м.

Им-421 **Современный**

Торф. Центральная Якутия. Абалахская поверхность. Аласная котловина термокарстового оз. Енёр. Шурф. Глубина залегания 1,1 м. Псевдоморфоза.

Им-422 **392±145**

Торф. Там же, где Им-421. Глубина залегания от дневной поверхности 1,40 м. Псевдоморфоза.

Им-423 **2400±200**

Смесь камышей, листьев и стеблей водных трав и растительного детрита. Лено-Амгинское междуречье. Абалахская поверхность. Котловина оз. Енёр. Скважина. Глубина залегания 4—6 м.

Им-424 **2620±200**

Камыши озерные, растительный детрит. Там же, где Им-423. Глубина залегания 5—6 м.

Им-426 **4150±160**

Камыши, водоросли, листья лилий и других водных растений. Растительный детрит. Лено-Амгинское междуречье. Котловина оз. Енёр. Глубина залегания 1,6—1,8 м. Скважина.

Им-427 **4200±240**

Смесь камышей, растительного детрита, листьев и стеблей водных трав. Там же, где Им-426. Глубина залегания 3,0—3,3 м.

Им-428 **22300±1200**

Нитевидные корешки трав, обломки стеблей хвоща, осоки и веток кустарников. Аласная котловина оз. Енёр. Около борта аласа. Высота борта 25—27 м. Глубина залегания 8—14 м.

Им-429 **18700±800**

Нитевидные корешки трав, растительный детрит. Там же, где Им-428. Глубина залегания от дневной поверхности 11,5—12,1 м.

Им-430 **22000±600**

Корешки трав из суглинков ледового комплекса. Котловина оз. Енёр. Обнажение Кыргыс на берегу озера. Глубина залегания от поверхности 17—18 м.

Им-431 **17800±750**

Корешки трав из суглинков ледового комплекса. Там же, где Им-430. Обнажение Кыргыс. Глубина залегания 16 м.

Им-432 **13600±560**

Корешки трав из суглинков ледового комплекса. Там же, где Им-430, 431. Обнажение Кыргыс. Глубина залегания 10—11 м.

Им-433 **13700±300**

Корешки трав из суглинков ледового комплекса. Там же, где Им-430, 431, 432. Обнажение Кыргыс. Глубина залегания от поверхности 5 м.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗЦЫ

Им-451 **1930±100**

Кость. Центральная Якутия. Алексеевский р-н ЯАССР. Правый берег р. Алдан. III надпойменная терраса. Покровные суглинки. Стоянка Ихинэ I (слой 2). Глубина залегания 40 см.

Им-453 **11800±200**

Уголь. Усть-Алданский район ЯАССР. Правый берег р. Алдан. Стоянка Усть-Тимптон. Слой 7, низ. Глубина залегания 172 см. Аллювий I надпойменной террасы.

Им-454 **11150±150**

Уголь. Стоянка Усть-Тимптон. Слой 5, низ. Глубина залегания 148 см.

Им-455 **9450±300**

Уголь. Стоянка Усть-Тимптон. Слой 5, низ. Глубина залегания 148 см.

Им-456 **8900±200**

Уголь. Стоянка Усть-Тимптон. Слой 5, верх. Глубина залегания 145 см.

Им-457 **4180±650**

Растительные остатки. Усть-Алданский р-н ЯАССР. Левый берег. р. Алдан. Стоянка Тумулур. Глубина залегания 40 см.

Им-458 **4800±150**

Уголь. Олекминский район ЯАССР. Р. Олекма, аллювий. Высокая пойма. Стоянка Большая Кюскэ. Глубина залегания 97 см.

Им-460 **4365±150**

Уголь. Иркутская область (примерно 59° с. ш.). Левый берег р. Лена, I надпойменная терраса. Покровные суглинки. Стоянка Частинская. Глубина залегания 40 см.

Им-463 **2730±80**

Древесина. Аллаиховский р-н ЯАССР. Левый берег р. Индигирка, аллювий. Средняя (?) пойма. Стоянка Бурлыгино. Глубина залеганий 105 см.

Им-466 **5545±100**

Уголь. Ленский р-н ЯАССР. Р. Марха, левый приток Вилюя. Высокая пойма, аллювий. Стоянка Таланда I. Глубина залегания 0,75 м.

Им-526 **3800±210**

Уголь. Там же, где Им-466. Глубина залегания 0,75 м.

Им-467 **2600±160**

Уголь. Ленский р-н ЯАССР. Левый берег р. Лена. Высокая пойма, аллювий. Стоянка Мурья. Глубина залегания 0,9 м.

Им-480 **Современный**

Уголь. Мирнинский р-н ЯАССР. Правый берег р. Вилюй. Высокая пойма, аллювий. Стоянка Усть-Чиркуо. Глубина залегания 90 см.

Им-477 **1837±160**

Уголь. Там же. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 2, верх. Глубина залегания 32 см.

Им-527 **3150±100**

Уголь. Там же. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 2, низ. Глубина залегания 60 см.

Им-475 **7200±180**

Древесина. Там же. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 5. Глубина залегания 90 см.

Им-481 **7650±170**

Уголь. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 8. Глубина залегания 117 см.

Им-479 **8750±200**

Уголь. Там же. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 10. Глубина залегания 140 см.

Им-476 **8350±150**

Древесина. Там же. Стоянка Усть-Чиркуо. Слой 12. Глубина залегания 157 см.

Им-528 **2250±140**

Уголь. Магаданская область, Билибинский район. Левый берег р. Анюй, 67,5° с. ш. Стоянка Кантвей. Глубина залегания 10—12 см.

Им-525 **35400±200**

Усть-Алданский район ЯАССР. Левый берег р. Алдан. Стоянка Тумулур. Глубина залегания 35 см.

Им-527 **1760±130**

Уголь. Булунский район ЯАССР. Левый берег р. Лена, 70° с. ш. Надпойменная терраса высотой 25—30 м. Наложенный аллювий. Стоянка Сиктях. Глубина залегания 60—70 см.

Им-529 **3400±120**

Уголь. Стоянка Сиктях. Глубина залегания 90—100 см.

Им-530 **5220±170**

Уголь. Стоянка Сиктях. Глубина залегания 145—150 см.

Им-459 **17150±345**

Кость. Усть-Майский район. Правый берег р. Алдан, III надпойменная терраса. Аллювий. Стоянка Эжанцы. Глубина залегания 60—100 см.

ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ

Им-342 **6280±235**

Оз. Куба-Тююстях (в 5 км севернее, в центре мари зарастающее озеро), в 70 км от пос. Чернышевский. Образец отобран с помощью замораживающего устройства с глубины 4,2 м от поверхности. Образцы Им-344, 364—367 — полевые сборы сотрудника Вилюйской мерзлотной станции ИМ СО АН СССР Спесивцева В. И.

Им-344 **5440±100**

Оз. Еленг. Расположено в 70 км от пос. Чернышевский. Образец из центра озера с глубины 3 м (от поверхности льда).

Им-364 **9530±100**

В 70 км на северо-запад от пос. Чернышевский. К северу (4 км) от оз. Куба бугор пучения высотой 1,0 м. Глубина залегания 4,8 м.

Им-365 **8175±90**

Торф. Котловина оз. Куба-Тююстях в 70 км от пос. Чернышевский. Обширная марь. Образец отобран из скважины. Глубина залегания 3,0 м.

Им-366 **8010±200**

Торф. Там же, где Им-365. В 80 м от берега оз. Куба-Тююстях. Глубина залегания 1,4 м.

Им-367 **8895±250**

Торф. Оз. Бэрэ в 80 км к западу от пос. Чернышевский. Образец отобран из скважины. Глубина залегания 3,4 м.

О. Б. ПАРУНИН, Т. А. ТИМАШКОВА, В. З. ХАИТ, А. И. ШЛЮКОВ

СПИСОК РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ЛАБОРАТОРИИ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ (индекс МГУ)

Сообщение IX

В сообщении приведены результаты радиоуглеродного датирования за 1976—1978 гг.

Для большей надежности датировок по раковинам и кораллам нами используется рентген-дифрактометрический метод.

Публикуемые нами данные содержат как возраст, определенный по данным измерения, так и откорректированный возраст в скобках.

(Смотри сообщение VI. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 47, 1977 г.).

ЦЕНТР РУССКОЙ РАВНИНЫ

МГУ-560 **9820±250**

Карбонатные конкреции. Воронежская область, с. Костенки, Штемпелевский лог. Водораздельный склон. Глубина залегания от дневной поверхности 3,5 м.

Предоставлен Добродеевым О. П. МГУ.

МГУ-569 **1900±117(1986±117)**

Древесина. Калужская область, д. Сатино, пойма р. Протва. Глубина залегания от дневной поверхности 4,50—4,70 м.

Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-586 **6830±120(7550±120)**

Травертины. Калужская область, правый берег р. Протва в 1 км ниже по течению от д. Сатино. I надпойменная терраса. Глубина залегания 4 м от бровки террасы.

Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-587 **6210±90(6900±90)**

Травертины. Калужская область. Правый берег р. Протва в 1 км ниже по течению от д. Сатино. II надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.

Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-605 **3160±330(3310±330)**

Погребенная почва. Калужская область. Левый берег р. Протва в 4 км выше д. Сатино. Высокая пойма. Глубина залегания от дневной поверхности 1,40—1,55 м.

Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-616 **1640±80(1700±80)**

Торф с мелкой древесиной. Калужская область. Правый берег р. Протва в 1 км выше д. Сатино. Конус выноса. Глубина залегания от дневной поверхности 0,95—1,05 м.
Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-617 **6270±190(6990±190)**

Травертины. Правый берег р. Протва в 1 км выше д. Сатино. Конус выноса. Глубина залегания от дневной поверхности 1,95—2,10 м.
Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-606 **⩾22000**

Торф. Котловина оз. Неро. Озерная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 11,0—11,5 м.
Предоставлен З. В. Алешинской, МГУ.

МГУ-663 **4350±100(4739±100)**

Карбонатные конкреции. Брянская область, в 2,4 км к северо-востоку от с. Чемлыж. II надпойменная терраса р. Сев. Глубина залегания от дневной поверхности 2,0 м.
Предоставлен И. С. Дмитриевым, МГУ.

КАЗАХСКАЯ ССР

МГУ-640 **11600±160**

Древесина. Правый берег р. Кундузда, в 2,5 км вверх по течению от д. Новоселовка. I надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 4 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, В. И. Астаховым, Аэрогеология.

МГУ-642 **10810±220**

Древесина. Правый берег р. Кундузда. I надпойменная терраса в 4,5 км ниже пос. Ключи. Глубина залегания от дневной поверхности 4,5 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, В. И. Астаховым, Аэрогеология.

МГУ-641 **28800±500**

Древесина. Тургайская долина. Правый берег р. Убаган, в 3 км к югу от Кустанайского шоссе. Глубина залегания от дневной поверхности 72,0—77,0 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, В. И. Астаховым, Аэрогеология.

СИБИРЬ

МГУ-646 **⩾39000**

Древесина. П-в Ямал, р-н оз. Тэтан-То. Центральная часть гряды Ханды-Хой. Абс. высота 70 м. Глубина залегания от дневной поверхности 8 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, В. И. Астаховым, Аэрогеология.

МГУ-647 **⩾40000**

Древесина. П-в Ямал, р-н оз. Тэтан-То. Центральная часть гряды Ханды-Хой. Абс. высота 70 м. Глубина залегания от дневной поверхности 7 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, В. И. Астаховым, Аэрогеология.

МГУ-654 **⩾40000**

Древесина. Р. Котуй в 5 км выше устья р. Сида (Сидинский Яр). Эрозионный уступ озерной террасы. Глубина залегания от дневной поверхности 7 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-655 **⩾40000**

Древесина. Р. Котуй в 35 км выше устья р. Сида. Эрозионный уступ озерной террасы. Глубина залегания от дневной поверхности 7 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-656 **⩾40000**

Древесина. Р. Котуй в 6 км выше устья р. Сида. Эрозионный уступ озерной террасы. Глубина залегания от дневной поверхности 6 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-659 **⩾37000**

Торф. Р. Котуй в 1 км ниже устья р. Уленготы, Ахиктаканский Яр. Эрозионный уступ. Глубина залегания от дневной поверхности 42 м.
Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-657 **⩾40000**

Древесина. Р. Мойеро (б-н р. Котуй) в 4 км ниже устья р. Мойерокан. Эрозионный уступ. Глубина залегания от дневной поверхности 8 м.

Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-660 **⩾40000**

Торф. Р. Мойеро в 4 км ниже устья р. Мойерокан. Эрозионный уступ. Глубина залегания от дневной поверхности 8 м.

Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

МГУ-658 **⩾37000**

Торф. Р. Мойеро (б-н р. Котуй) в 49,5 км выше устья. Абразионный уступ в зоне краевых ледниковых образований в 3,5 км к югу от реки. Глубина залегания от дневной поверхности 6,2 м.

Предоставлен М. Г. Гросвальдом, ИГАН СССР, М. А. Бардеевой, Аэрогеология.

ПРИМОРСКИЙ КРАЙ

МГУ-538 **1227±120(1270±120)**

Древесина. Восточный Сихотэ-Алинь. Нижнее течение р. Кема, 3-метровая терраса, в 0,6 км от берега моря. Глубина залегания от дневной поверхности 1,2—1,3 м.

Предоставлен А. М. Коротким, ДВНЦ.

МГУ-539 **1270±30(1320±30)**

Древесина. Восточный Сихотэ-Алинь. Нижнее течение р. Кема, 3-метровая терраса в 0,6 км от берега моря. Глубина залегания от дневной поверхности 1,9 м.

Предоставлен А. М. Коротким, ДВНЦ.

МГУ-540 **2770±119 (2851±119)**

Древесина. Восточный Сихотэ-Алинь. 5—6-метровая морская терраса в 2,0 км к к югу от устья р. Шома. Глубина залегания от дневной поверхности 1,8 м.

Предоставлен А. М. Коротким, ДВНЦ.

МГУ-541 **1510±190 (1600±190)**

Древесный уголь. Черниговский р-н, с. Васмановка. Склон водораздельного плато. Поселение древнего человека Мустанг II. Глубина залегания от дневной поверхности 2 м.

Предоставлен В. П. Степановым, А. С. Гарковик, ДВНЦ.

МГУ-542 **2840±170 (2930±170)**

Древесный уголь. Ольгинский р-н. Левый берег р. Аввакумовка в 3 км выше устья, Синие скалы. Глубина залегания от дневной поверхности 0,8—1,0 м.

Предоставлен В. П. Степановым, Ж. В. Андреевой, ДВНЦ.

МГУ-544 **4320±90 (4670±90)**

Древесный уголь. Бухта Валентин, мыс Титова. Поселение древнего человека Валентин-перешеек. Глубина залегания от дневной поверхности 1,0—1,3 м.

Предоставлен В. П. Степановым, Ж. В. Андреевой, ДВНЦ.

МГУ-559 **2500±170 (2538±170)**

Древесина. 3-метровая морская терраса в 2,5 км к югу от устья р. Адими. Глубина залегания от дневной поверхности 0,8—0,9 м.

Предоставлен А. М. Коротким, ДВНЦ.

МГУ-638 **⩾28000**

Оторфованный ил. Японское море, залив Петра Великого, бухта Бойсмана. Подводный береговой склон. Глубина моря 22 м. Глубина залегания от поверхности дна 3,3 м.

Предоставлен А. В. Поротовым, МГУ.

МГУ-608 **2910±600 (3000±600)**

Ил. Японское море, бухта Рудная. Пересыпь. Линза илов в толще песка. Глубина залегания от дневной поверхности 0,6—0,7 м.

Предоставлен А. И. Шлюковым, МГУ.

о. САХАЛИН

МГУ-578 2510±190 (2550±190)

Торф. Поронайская депрессия, берег р. Леонидовка в 5 км выше по течению от г. Поронайск. I надпойменная терраса. Образец взят в 0,5 м над урезом реки.
Предоставлен Н. С. Болиховской, М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-579 2240±170 (2220±170)

Торф. Поронайская депрессия, берег р. Леонидовка в 5 км выше по течению от г. Поронайск. I надпойменная терраса. Образец взят в 0,7 м над урезом реки.
Предоставлен Н. С. Болиховской, М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-580 1980±130 (1875±130)

Торф с древесиной. Поронайская депрессия, берег р. Леонидовка в 5 км выше по течению от г. Поронайск. I надпойменная терраса. Образец взят в 0,95—1,00 м над урезом реки.
Предоставлен Н. С. Болиховской, М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-582 Современный

Раковины моллюсков. Залив Буссе, западное побережье. Поверхность пляжа.
Предоставлен О. Б. Парунивым, МГУ.

МГУ-650 ⩾40000

Древесина. Обрыв 50-метровой террасы р. Арково в 1,5 км южнее устья. Глубина залегания от дневной поверхности 40,0 м.
Предоставлен М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-651 28675±300

Древесина. II надпойменная терраса р. Арково у д. Арково. Глубина залегания от дневной поверхности 6 м.
Предоставлен М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-653 ⩾40000

Древесина. 50-метровая терраса р. 2-я Половинка. Глубина залегания от дневной поверхности 6,0 м.
Предоставлен М. В. Муратовой, МГУ.

МГУ-604 8380±960

Ил. Долина р. Поронай у переезда к пос. Лангери. Высокая пойма. Глубина залегания от дневной поверхности 1,0 м.
Предоставлен М. В. Муратовой, МГУ.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

МГУ-574 1370±140 (1459±140)

Торф. Пролив Лонга, мыс Биллингса. Сев. берег лагуны в 0,9 км на запад от пос. Биллингса. Глубина залегания от дневной поверхности 0,3—0,4 м.
Предоставлен Л. В. Таракановым, МГУ.

МГУ-575 3007±170 (3116±170)

Торф. Пролив Лонга, мыс Биллингса. Сев. берег лагуны в 2,7 км восточнее пос. Биллингса. Глубина залегания от дневной поверхности 0,75—0,80 м.
Предоставлен Л. В. Таракановым, МГУ.

МГУ-576 3650±170 (3850±170)

Торф. Пролив Лонга, мыс Биллингса. Уступ в баре в 7,2 км восточнее пос. Биллингса. Глубина залегания от дневной поверхности 1,2 м.
Предоставлен Л. В. Таракановым, МГУ.

МГУ-583 1290±200 (1350±200)

Торф. О-в Айон. Долина ручья в юго-восточной части острова. Низкая аласная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.
Предоставлен С. В. Киселевым, МГУ.

МГУ-595 5680±90 (6280±90)

Торф. О. Айон. Водораздельная равнина. Днище древней озерной котловины. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.
Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-596 **6920±110 (7640±110)**

Торф. О. Айон. Водораздельная равнина. Днище древней озерной котловины. Глубина залегания от дневной поверхности 1,5 м.

Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-597 **1470±125 (1550±125)**

Древесный уголь. О. Айон, северо-западное побережье. Низкая прибрежная равнина. Археологическая стоянка. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.

Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-598 **1400±125 (1490±125)**

Обугленная древесина. О. Айон, юго-западный берег. Низменная прибрежная равнина. Остатки кострища древнего человека. Глубина залегания от дневной поверхности 0,2 м.

Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-599 **7000±260 (7700±260)**

Древесина. О. Большой Раутан. Высокая водораздельная равнина. Глубина залегания от дневной поверхности 3,0 м.

Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-601 **8470±140**

Торф с древесиной. О. Айон. Высокая водораздельная равнина. Глубина залегания от дневной поверхности 0,2 м.

Предоставлен А. А. Свиточем, МГУ.

МГУ-602 **1450±130 (1540±130)**

Древесина. Якутская АССР, бассейн р. Анабар. Правый приток р. Эбелях в 15 км ниже пос. Амакинский. Водораздельная поверхность. Глубина залегания от дневной поверхности 1,3—1,5 м.

Предоставлен М. Н. Алексеевым, ГИН АН СССР.

МГУ-603 **⩾40000**

Торф. Бассейн р. Колыма. Правый берег р. Малый Анюй в 8 км выше устья руч. Веселый. Колымская едома. Глубина залегания от дневной поверхности 20 м.

Предоставлен М. Н. Алексеевым, ГИН АН СССР.

МГУ-643 **10516±170**

Древесные остатки. Западная Чукотка. Бассейн р. Раугуа. Верхнее течение р. Эргувеем. II надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 6,0 м.

Предоставлен И. Р. Плахтом, МГУ.

МГУ-644 **9488±170**

Древесные остатки. Западная Чукотка. Правый борт р. Раугуа, аласный уровень 12—14 м. Глубина залегания от дневной поверхности 8 м.

Предоставлен И. Р. Плахтом, МГУ.

МГУ-645 **10412±175**

Древесные остатки. Береговой обрыв Восточно-Сибирского моря в 10 км к западу от устья р. Раугуа. Аласный уровень 20—25 м. Глубина залегания от дневной поверхности 5—10 м.

Предоставлен И. Р. Плахтом, МГУ.

МГУ-639 **7970±190**

Погребенная почва. Побережье Охотского моря, залив Николая. Приустьевая часть руч. Уклекит. Поверхность 10-метровой террасы. Глубина залегания от дневной поверхности 1,7—1,9 м.

Предоставлен С. А. Лебедевым, МГУ.

МГУ-661 **9860±70**

Древесина. Магаданская область, Сусуманский р-н. Долина руч. Киргилях, приблизительно в 4,5 км выше устья. Глубина залегания от дневной поверхности 2,5—3 м.

Предоставлен И. А. Дуброво, ПИН АН СССР.

МГУ-662 **⩾40000**

Древесина. Магаданская область, Сусуманский р-н, Долина руч. Киргилях, приблизительно в 4,9 км выше устья. II надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 7,0—7,5 м.

Предоставлен И. А. Дуброво, ПИН АН СССР.

МГУ-665 **⩾40000**

Древесина. Магаданская область, Сусуманский р-н. Долина руч. Киргилях, приблизительно в 4,9 км выше устья. II надпойменная терраса. Глубина залегания от дневной поверхности 9,0—9,5 м.

Предоставлен И. А. Дуброво, ПИН АН СССР.

ТИХИЙ ОКЕАН

МГУ-589 **2980±170 (3070±170)**

Рифовый известняк (90% кальцита), о. Ниуе. Риф — флет с юго-восточной стороны острова. Уровень приливно-отливной зоны. Поверхность.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-590 **20200±460**

Рифовый известняк (10% кальцита), о. Ниуе, юго-восточный берег. 3-метровая морская терраса. Поверхность.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-622 **28330±330**

Рифовый известняк (75% кальцита), о. Ниуе, юго-восточный берег, уступ террасы у бровки, высота 20 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-625 **29866±1020**

Рифовый известняк (40% кальцита), о. Ниуе, юго-восточный берег, вершина древнего рифа поднятого атолла, высота 65 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-593 **23200±180**

Кораллы (70% кальцита). Архипелаг Луизиады, о. Мисима. Поднятый риф—флет с левого входного мыса бухты Бвага, 5 м над уровнем моря. Поверхность.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-633 **12715±210**

Литифицированные обломки кораллов (100% кальцита). Архипелаг Луизиады, о. Мисима, бухта Бвага, левый входной мыс. Уступ террасы высотой 5 м. Образец отобран на высоте 1,5 м над уровнем моря.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-629 **3070±170 (3190±170)**

Зацементированная раковина тридакны (5% кальцита). Архипелаг Луизиады, о-ва Кальвадос, о. Багаман, южное побережье острова, залив Лалагела. Тыловая часть пляжа, древний штормовой вал. Высота 0,2 м над уровнем прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-594 **4120±90 (4400±90)**

Древесина, о. Норфолк, юго-восточная часть острова, в месте причленения аккумулятивной террасы м. Хантера к коренному берегу. Глубина залегания от дневной поверхности 1,85 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-628 **23613±350**

Литифицированный песок (калькаренит — 90% кальцита), о. Норфолк, южная часть острова, м. Хантер, древняя дюна высотой до 16 м. Образец взят в клифе, образованном в дюне на высоте 1 м над уровнем прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-630 **6700±116 (7333±116)**

Литифицированные пески (калькарениты — 60% кальцита), о. Норфолк, юго-восточная часть острова, в месте причленения аккумулятивной террасы м. Хантера к коренному берегу.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-626 **1218±170 (1261±170)**

Обломок литифицированного коралла (риф-рок). Атолл Суворова, о. Хай-Айленд, западная часть атолла, высота 2,5 м над уровнем моря. Глубина залегания от дневной поверхности 0,15 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-632 **3760±116 (4010±116)**

Обломок коралла (30% кальцита). Атолл Суворова, о. Хай-Айленд, западная

часть атолла, риф — флет с океанской стороны, его средняя часть, заливаемая в прилив.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-609 **1120±120 (1180±120)**

Кораллы, о-ва Новая Гвинея, залив Астролябия, о. Били-Били. 2-метровая морская терраса. Глубина залегания 0,5 м.

Предоставлен В. С. Медведевым, ИОАН СССР.

МГУ-591 **3060±170 (3180±170)**

Рифовый известняк. Соломоновы о-ва, о. Био. Уступ I террасы, 0,3 м над уровнем прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-624 **2531±170 (2569±170)**

Рифовый известняк. Соломоновы о-ва, о. Био, юго-восточная часть острова. Уступ I террасы. Образец взят из уступа на высоте 0,8 м над уровнем прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным МГУ.

МГУ-627 **2608±84 (2720±84)**

Обломок литифицированного коралла (риф — рок). Соломоновы о-ва, о. Био (90% кальцита), поверхность риф — флет с северо-северо-западной стороны острова. Уровень прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-618 **3911±84 (4250±84)**

Рифовый известняк (45% кальцита). Соломоновы о-ва, о. Био, юго-западная часть острова, поверхность I террасы в тыловой части. Глубина залегания от дневной поверхности 0,55 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-631 **24640±430**

Рифовый известняк (95% кальцита). Соломоновы о-ва, о. Био, юго-западная часть острова. Уступ II террасы. Глубина залегания от дневной поверхности 1,95 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-592 **27700±350**

Рифовый известняк (80% кальцита). Соломоновы о-ва, о. Био. Отвесный уступ II морской террасы. Образец взят из уступа на высоте 1,66 м над уровнем I террасы.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-634 **32920±1300**

Рифовый известняк (95% кальцита). Соломоновы о-ва, о. Био. Поверхность III террасы, высота 34 м над уровнем моря. Глубина залегания от дневной поверхности 0,5 м.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

МГУ-623 **Современный**

Сцементированный песок пляжа (бич-рок). Атолл Пука-Пука (Дейнджер), юго-восточная часть атолла, о. Моту-Ко, океанская сторона, участок причленения риф—флет к подножью островного галечного вала, высота 0,5 м над уровнем прилива.

Предоставлен П. А. Каплиным, МГУ.

А. В. ЛОЖКИН, В. П. ПАРИЙ, Л. Н. КОТОВА, Е. Д. ТАКМАЗЯН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КНИИ ДВНЦ АН СССР

МАГ-145 **8900±160**

Торф. Западное побережье Берингова моря, Мечигменский залив, район пос. Лорино. Абразионный уступ высотой 12 м. Образец отобран В. Ф. Ивановым на глубине 2,2 м от дневной поверхности из основания линзы торфа (мощностью 1,4 м), залегающей на галечниковых отложениях.

МАГ-181 **5625±90**

Торф. В одном разрезе с образцом МАГ-145. Кровля линзы торфа. Образец отобран на глубине 0,8 м от поверхности.

МАГ-148 **6270±100**

Лигнит. Мечигменский залив, район пос. Лорино. Абразионный уступ высотой 12 м. Образец отобран В. Ф. Ивановым на глубине 1 м от дневной поверхности из супесей с прослоями лигнита, перекрытых песками и галечником.

МАГ-193 **8515±55**

Торф. Северное побережье Мечигменского залива, в 4 км к юго-западу от мыса Вывэн. Береговой уступ высотой около 3,5 м. Залежь торфа (2 м), венчающая разрез рыхлых отложений. Образец отобран В. Ф. Ивановым в основании торфяника (2 м от дневной поверхности).

МАГ-203 **3120±80**

Торф. Линзовидная залежь торфа (1,2 м), венчающая разрез песчано-глинистых отложений в абразионном уступе (высотой 7,2 м) на берегу Мечигменского залива, Чукотка, о. Аракамчечен. Образец отобран В. Ф. Ивановым из подошвы торфяника на глубине 1,2 м от поверхности.

МАГ-204 **470±30**

Торф. Чукотка, залив Лаврентия, 0,5 км к северо-западу от мыса Пинакуль. Линзовидная залежь торфа (1,1—1,5 м) на суглинках в абразионном уступе высотой 5,5 м. Образец отобран В. Ф. Ивановым на глубине 1,2—1,3 м от дневной поверхности.

МАГ-205 **3730±80**

Торф. Линзовидная залежь торфа (0,6 м), венчающая разрез рыхлых отложений в абразионном уступе (высотой 5 м) на берегу залива Креста между мысом Аннюаль-кальль и пос. Уэлькаль, Чукотка. Образец отобран на глубине 0,5 м от дневной поверхности. Предоставлен В. Ф. Ивановым.

МАГ-333 **4160±140**

Торф. Западный берег Анадырского залива, 1,5 км. к югу от устья р. Кеймлет-кульвээм. Линзовидная залежь торфа (1,5 м) на морене (8 м), обнажающаяся в абразионном уступе высотой 14 м. Образец отобран В. Ф. Ивановым на глубине 0,8 м от дневной поверхности.

МАГ-334 **1875±70**

Торф. В одном разрезе с образцом МАГ-333, на глубине 0,3 м от поверхности.

МАГ-337 **7960±100**

Торф. Восточное побережье залива Креста близ устья р. Емраваам. Линзовидная залежь торфа (0,3—0,4 м) внутри толщи рыхлых отложений, обнажающихся в береговом уступе высотой 6,5 м. Образец отобран В. Ф. Ивановым на глубине 1,2 м от дневной поверхности.

МАГ-152 **44000±1500**

Торф. Колымская низменность. Обнажение Молотковский Камень на правом берегу р. М. Анюй в 8 км выше устья р. Веселая. Прерывистый прослой торфа на высоте 8 м над урезом воды, перекрывающий пачку алевритов с жилами льда. Образец предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-153 **26950±330**

Торф. Обнажение Молотковский Камень, р. М. Анюй. Террасовидная поверхность, поднятая над урезом воды в реке на высоту 25 м. Прослой торфа (0,5 м) внутри толщи пылеватых супесей на глубине 12,5 м от поверхности. Образец предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-154 **4920±160**

Торф. Обнажение Молотковский Камень, р. М. Анюй. Торфяник, венчающий разрез рыхлых отложений. Образец предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-155 **34400±1400**

Торф. Колымская низменность. Погребенный торфяник (1,1 м) внутри толщи рыхлых отложений, обнажающихся на правом берегу р. М. Анюй в 25-метровом обрыве. Образец отобран на глубине 6,8 м от дневной поверхности. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-160 **24550±260**

Торф. Обнажение Молотковский Камень, р. М. Анюй. Террасовидная поверхность высотой 25 м над руслом. Прослой торфа внутри толщи пылеватых супесей на глубине 3,5—4 м от поверхности террасы. Образец предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-157 **Больше 20000**

Обломки ветвей кустарников. Колымская низменность, обнажение Дуванный Яр на правом берегу р. Колыма (40 км ниже пос. Колымская). Образец отобран в серых пылеватых супесях нижней части разреза едомной свиты в 5—6 м над руслом. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-159 **3600±45**

Древесина. Обнажение Дуванный Яр, р. Колыма. Слоистые озерные супеси (2—3 м) с большим количеством остатков деревьев и кустарников, вложенные в отложения едомной свиты. Образец предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-165 **9200±150**

Торф. Обнажение Дуванный Яр, р. Колыма. Линзовидная залежь торфа, венчающая разрез рыхлых отложений аласной поверхности высотой 8—10 м. Образец отобран в основании торфяной залежи на высоте 8,5 м над руслом. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-173 **10390±200**

Торф. Колымская низменность, левый берег р. Алазея, в 12 км к югу от Кигилях-Тас. Терраса высотой 7—8 м. Образец отобран Т. Н. Каплиной в 3 м над руслом.

МАГ-169 **3135±55**

Торф. Колымская низменность, правый берег р. Алазея близ устья р. Рассоха. Торфяная залежь в разрезе аласной поверхности. Образец отобран на глубине 1,8 м от поверхности аласа. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-162 **8500±50**

Торф. Колымская низменность, правый берег р. Колыма против заимки Лакеевская. Терраса высотой 12 м. Образец отобран в основании погребенной под аллювиальными отложениями торфяной залежи на глубине 5 м от поверхности террасы. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-166 **8330±120**

Торф. Колымская низменность, правый берег р. М. Анюй, 15 км вверх по течению от пос. Анюйск. Обнажение Красивое высотой 10 м. Образец отобран из основания линзовидной залежи торфа (0,5—1,2 м), залегающей на озерных отложениях. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-167 **34400±800**

Торф. Колымская низменность, правый берег р. М. Анюй, в 1 км от пос. Анюйск. Обнажение Станчиковский Яр. Образец отобран в основании торфяной залежи (11—12 м над руслом), перекрытой пачкой озерных алевритов (6 м) и голоценовым торфяником. Предоставлен Т. Н. Каплиной.

МАГ-316 **32100±900**

Шкура мамонта. Южное побережье о-ва Большой Ляховский (Новосибирский архипелаг). Мамонт найден в основании разреза едомной свиты на глубине около 25 м от дневной поверхности в 57 км к западу от мыса Шалаурова.

МАГ-195 **1790±25**

Уголь из костра. Верхняя Колыма, руч. Малтан в среднем течении р. Бохапча. Цокольная терраса высотой 10—12 м. Рыхлые отложения — пески и галечники, перекрывающие цоколь террасы, достигают мощности 5—7 м. Верхний (поддерновый) культурный слой на глубине 0,2—0,3 м от поверхности террасы. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-196 **8600±220**

Уголь из очага. Верхняя Колыма, р. Конго. 14-метровая цокольная терраса. Культурный слой на глубине 1,6 м от поверхности террасы. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-198 **3360±55**

Уголь из очага. Остров Врангеля. Стоянка человека на скалистом мысе (высотой 25 м) на южном побережье острова. Культурный слой в супесчано-щебнистых отложениях (1 м) на глубине 0,5 м от дневной поверхности. Образец предоставлен Н. Н. Диковым.

МАГ-197 **2330±225**

Уголь из костра. Северо-западное побережье Берингова моря, в 6 км к югу от пос. Беринговский. Коса высотой 8 м на берегу моря. Средняя часть культурного слоя на глубине 3 м от дневной поверхности. Образец предоставлен Н. Н. Диковым.

МАГ-201 **870±55**

Древесный уголь. Побережье Чукотского моря, мыс Ванкарем. Третья группа землянок, расположенных на краю обрыва; культурный слой (дно землянки) на глубине 1,5 м от дневной поверхности. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-202 **220±50**

Древесный уголь. Мыс Ванкарем, северная оконечность скалы. Большие землянки на обрыве высотой 18 м. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-223 **1220±25**

Китовый ус. Чукотка, о. Колючин (северная оконечность острова). Культурный слой (поддерновый) в обнажении в береговом обрыве на высоте около 15—18 м. Образец предоставлен Н. Н. Диковым.

МАГ-221 **1215±30**

Китовый ус. О. Колючин. Северо-западная оконечность острова у полярной станции. Поддерновый культурный слой. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-228 **1605±40**

Древесина и мех. Чукотка, мыс Чини, в 10 км к северу от пос. Нунямо. Могильная яма. Образец предоставлен Н. Н. Диковым.

МАГ-230 **710±40**

Уголь из ритуального погребального костра. Чукотка, близ устья правого притока Амгуэмы р. Экиатап на высоком 30-метровом берегу. Могила кочевника. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-227 **760±90**

Уголь из костра. Камчатка, I надпойменная терраса р. Камчатка. Землянка на южном берегу Домашнего озера у северо-восточной окраины пос. Козыревск. Культурный слой на глубине 1 м от дневной поверхности. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-224 **770±30**

Уголь из костра. Камчатка, погребение № 3 у с. Камаки на правом берегу р. Камчатка. Образец отобран Н. Н. Диковым из могильной ямы на глубине 1,5 м от дневной поверхности.

МАГ-220 **590±50**

Уголь. Долина р. Камчатка. Стоянка Ушки V на южном берегу Ушковского озера. Культурный слой на глубине 0,25—0,3 м от дневной поверхности. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-219 **10760±110**

Углистая глина. Долина р. Камчатка, стоянка Ушки I. Культурный слой VI на глубине 1,8 м от дневной поверхности. Коллекция Н. Н. Дикова.

МАГ-305 **950±70**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Образец отобран Т. М. Диковой из очага в верхнем культурном слое на глубине 0,35—0,4 м от дневной поверхности. Поселение в дюнных отложениях.

МАГ-306 **5200±100**

Уголь. Камчатка, пос. Авача. Трехслойная стоянка, расположенная на господствующей над местностью скале высотой 25—30 м над уровнем моря. Уголь отобран Т. М. Диковой из жилища третьего культурного слоя на глубине 1,7 м от дневной поверхности.

МАГ-307 **570±40**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Стоянка в дюнных отложениях. Образец отобран Т. М. Диковой из очага жилища в нижнем культурном слое на глубине 1,5 м от дневной поверхности.

МАГ-308 **950±40**

Уголь. Камчатка, восточный берег оз. Налычева. Образец отобран Т. М. Диковой из очага жилища на глубине 0,25—0,3 м от дневной поверхности.

МАГ-311 **1160±50**

Уголь. Камчатка, восточный берег оз. Налычева. Образец отобран Т. М. Диковой на глубине 0,3—0,35 м от дневной поверхности. Безкерамический комплекс вещей.

МАГ-309 **1880±60**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Поселение в дюнных отложениях. Образец отобран Т. М. Диковой из очага жилища второго культурного слоя на глубине 1,85 м от дневной поверхности.

МАГ-310 **3450±60**

Уголь. Камчатка, пос. Авача. Образец отобран Т. М. Диковой на глубине 1—1,1 м от дневной поверхности из кострища второго культурного слоя.

МАГ-312 **4380±70**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Образец отобран из «кухонных отбросов» на участке развеянных дюн на каменном цоколе на высоте 10 м над уровнем моря. Коллекция Т. М. Диковой.

МАГ-313 **2200±100**

Уголь из очага жилища. Камчатка, оконечность мыса Лопатка. Образец отобран Т. М. Диковой из второго культурного слоя на глубине 0,6 м от дневной поверхности.

МАГ-315 **380±50**

Древесина. Камчатка, оконечность мыса Лопатка. Яма жилища, заполненная «кухонными отбросами» (обломки раковин моллюсков, костей млекопитающих, птиц и т. д.). Здесь же найдена японская монета императорского правления Кан-эй (середина XVII в.).

МАГ-317 **4210±135**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Образец отобран близ поверхности из кольцевого очага среди развеянных дюн на каменном утесе высотой 8 м над уровнем моря. Коллекция Т. М. Диковой.

МАГ-318 **1860±80**

Уголь. Камчатка, мыс Лопатка. Стоянка в дюнных отложениях. Образец отобран Т. М. Диковой из нижнего культурного слоя на глубине 1,2 м от дневной поверхности.

И. П. ГЕРАСИМОВ, Ф. С. ЗАВЕЛЬСКИЙ, О. А. ЧИЧАГОВА,
В. В. ДОРОШЕНКО, А. Е. ЧЕРКИНСКИЙ, А. Л. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ,
В. Л. ЛЫХИН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ АН СССР

Сообщение IV

В настоящем сообщении приведены результаты радиоуглеродного датирования нескольких серий образцов современных и ископаемых почв, древесины, торфов, древесного угля и пр. Исследованиями охвачены Европейская часть СССР, Западная Сибирь, Восточный Памир, п-в Таймыр и др.

Подготовка и обработка проб для радиоуглеродного датирования проводилась старшими лаборантами Л. Г. Васенковой и И. В. Авциной по описанной ранее методике [Чичагова, Черкинский, 1975]. Радиометрические измерения выполнялись при участии старшего лаборанта В. М. Алифанова на жидкостных сцинтилляционных бета-спектрометрах типа Mark-2 фирмы Nuclear Chicago и ИГАН-2, разработанного и изготовленного в Институте географии [Герасимов, Завельский, Чичагова и др., 1975].

В приборе Mark-2 автоматизирована смена образцов, подстройка усилителей и запись результатов, причем все это делается по заранее заданной программе. В приборе ИГАН-2 смена образцов производится вручную, а измерения и запись результатов автоматизированы. Измерения производятся по 1000 сек. интервалам времени, а их результаты отпечатываются на ленте. После каждого интервала отсчет сбрасывается, а затем начинается сначала и такие циклы повторяются заданное

число раз. Все это позволяет проводить полноценную статистическую обработку результатов измерений и учитывать ряд побочных эффектов [Завельский, 1968, 1975]. При этом нами, как и ранее, используется значение периода полураспада, равное 5730±30 лет.

В последние годы в литературе активно обсуждался вопрос об учете при радиоуглеродном датировании вариаций начальной удельной активности углерода в прошлом. Вслед за публикациями отдельных результатов последовали статьи, содержащие подробные и точные исследования в больших интервалах времени, а также построенные на их основе таблицы поправок и радиоуглеродные калибровочные кривые [Ferguson, 1972; Damon, Long, Wallick, 1972; Reufrew, 1971; Michael, Ralph, 1972; Ralph, Michael, 1974].

В интервале времени от 0 до 7300 лет назад на основе дендрохронологии получены достаточно однозначные и достоверные данные такого рода. Поэтому, по крайней мере в этом интервале времени, целесообразно вводить поправку на вариации начальной удельной активности углерода в прошлом.

В настоящее время некоторые авторы эту поправку вводят, а другие нет. Для лучшей сопоставимости результатов при публикации радиоуглеродных дат целесообразно, там где это возможно, для каждого образца указывать не только его возраст без поправки, но и с поправкой. Сотрудники некоторых радиоуглеродных лабораторий так уже поступают [Парунин, Тимашкова, Хаит, Шлюков, 1977]; другим следует это рекомендовать.

Вне указанного интервала времени, от 0 до 7300 лет назад, т. е. еще далее в глубь веков также удалось получить сведения о вариациях удельной активности углерода, однако, значительно менее точные, чем на основе дендрохронологии [In Che Yang, Fairhall, 1972]. Полученный таким образом общий ход радиоуглеродной калибровочной кривой не вызывает сомнений, однако, из-за относительно невысокой точности этих данных вводить поправку на их основе все же нецелесообразно. Тем более, что в ближайшие годы в этом интервале времени величина поправки, по-видимому, будет существенно уточнена.

В соответствии с изложенным для образцов, возраст которых (без поправки) лежит в интервале времени от 0 до 7300 лет, вводится поправка на вариации удельной активности углерода, а найденная таким образом дата снабжается индексом «вуау».

ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫЕ ПОЧВЫ

Дерново-подзолистые почвы со вторым гумусовым горизонтом, исследованные в центре Русской равнины, как было установлено ранее (сообщение II), характеризуются следующими особенностями радиоуглеродного возраста гумуса: если гуминовые кислоты (ГК) горизонта А1 имеют современный возраст, то в темноцветных вторых гумусовых горизонтах они датируются второй половиной атлантического периода голоцена (ИГАН-63, 64, 5700±35). Столь же древний возраст имеют ГК темноцветных гумусовых горизонтов голоценовых погребенных почв (ИГАН-76, 5870±40). Приведенные в данной сводке радиоуглеродные даты подтверждают древний возраст темноцветных горизонтов, как погребенных (ИГАН-176, 5150±100), так и вторых гумусовых (ИГАН-214, 7000±50), но несколько отличаются от полученных ранее, что позволяет расширить возрастные границы темноцветных стадий. В разрезе 87-А7 прослеживается инверсия возраста ГК (ИГАН-214, 216), очевидно обусловленная иллювиальным характером гумуса горизонта А2В1, в который кроме ГК из второго гумусового горизонта вмывались и современные ГК из гори-

зонта А1. Залегающая ниже клиновидная структура (ИГАН-215, 10300±60), очевидно образовалась на последних этапах отложения покровного суглинка. Можно полагать, что она содержит остаточный материал гумусового горизонта аллерёдской почвы, несколько омоложенный за счет вмывания молодых гумусовых кутан.

Ярославская область

ИГАН-217 — **850±30** / **970±40** вуау

Дерново-подзолистая почва на переотложенных московских покровных суглинках, Ростовский р-н, д. Теханово, пологий склон моренного холма, пашня, р. 87—А7, глубина 23—30 см, верхняя часть горизонта А1. Образец предоставлен А. Л. Александровским. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

ИГАН-214 — **7000±50** / **7700±60** вуау

Разрез тот же, что ИГАН-217, глубина 30—38 см, горизонт А1А2. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

ИГАН-216 — **4540±50** / **4980±60** вуау

Разрез тот же, что ИГАН-217, глубина 35—41 см, горизонт А2В1. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

ИГАН-215 — **10 300±60**

Разрез тот же, что ИГАН-217, глубина 75—100 см, горизонт В1В2. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

ИГАН-180 — **1685±40** / **1560±40** вуау

Погребенная дерново-подзолистая почва на аллювиальных суглинках под эоловыми суглинками, Ростовский р-н, д. Теханово, I надпойменная терраса р. Сара, р. 99—76, глубина 55—73 см, горизонт А1 погребенной почвы. Образец предоставлен А. Л. Александровским. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

Владимирская область

ИГАН-174 — **5150±100** / **5700±100** вуау

Погребенная почва на лёссовидном суглинке под голоценовым делювием, д. Якиманское, водораздел, бровка оврага, разреженный луг, р. 112—76, темноцветный горизонт А1 погребенной почвы, глубина 70—80 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским. Дата получена по сумме I и II фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH после декальцирования.

ЧЕРНОЗЕМ МОЩНЫЙ, ТИПИЧНЫЙ, КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Для исследования специфики и скорости гумусообразования в черноземах под лесом, как в самостоятельном биогеоценозе, и для сравнения их с черноземами под степью были датированы образцы из профиля мощного типичного чернозема. Как показывают радиоуглеродные даты (ИГАН-181, 182, 186, 191), ГК чернозема под лесом имеют более молодой возраст, чем ГК чернозема под степью [Герасимов, Чичагова, 1971], а гумус степного чернозема более гуматный, чем лесного.

ИГАН-189 — **1260±40** / **1310±40** вуау

Мощный типичный чернозем под лесом. Центрально-черноземный заповедник, Дуброшина, пологий приводораздельный склон южной экспозиции, лес — дубрава снытьевая, р. 1,74 горизонт $A1^{II}$, глубина 3—11 см. Образец предоставлен Б. А. Ильичевым, Н. Я. Марголиной, О. А. Чичаговой. Дата получена по первой вытяжке II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

970±40
ИГАН-190 1030±40 вуау

Образец тот же, что ИГАН-189. Дата получена по сумме вытяжек (кроме первой) II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

500±50
ИГАН-191 390±50 вуау

Образец тот же, что ИГАН-189. Дата получена по III фракции ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

1600±40
ИГАН-187 1680±40 вуау

Разрез тот же, что ИГАН-189, горизонт $A1^{III}$, глубина 12—18 см. Дата получена по II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

1170±40
ИГАН-188 1230±40 вуау

Образец тот же, что ИГАН-187. Дата получена по III фракции ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

3120±100
ИГАН-186 3250±100 вуау

Разрез тот же, что ИГАН-189, горизонт $A1^{IV}$, глубина 18—27 см. Дата получена по II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

1820±70
ИГАН-182 1900±70 вуау

Разрез тот же, что ИГАН-189, горизонт $A1^{VI}$, глубина 49—59 см. Дата получена по II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

5165±60
ИГАН-181 5730±60 вуау

Разрез тот же, что ИГАН-189, горизонт АВ, глубина 70—80 см. Дата получена по II фракции ГК, выделенных смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ

Получены дополнительные данные о возрасте интервала формирования ископаемых почв брянского времени, которые отчасти подтверждают прежние представления, а в отдельных случаях заставляют их пересмотреть. Так, данные о возрасте аналога брянской почвы из нового региона (Новосибирская область, искитинская ископаемая почва) укладываются в известный для этого времени интервал (26 000—30 000 лет назад). В то же время для Русской равнины значения возраста нижней границы брянской почвы оказались более молодыми (ИГАН-198, 21500±600).

ИГАН-167 26300±700

Верхняя искитинская ископаемая почва, перекрытая лёссовидным суглинком. Новосибирская область. Искитинский р-н, карьер Мраморный, склон водораздела рек Берда и Шипуниха, р. 1-76, глубина 3,8 м. Образец предоставлен В. Л. Лыхиным. Дата получена по ГК, выделенным 0,5 н NaOH.

ИГАН-168 29000±450

Разрез тот же, что ИГАН-167. Нижняя искитинская ископаемая почва, глубина 4,0—4,5 м. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-169 30000±1000

Нижняя искитинская ископаемая почва, перекрытая лёссовидным суглинком. Новосибирская обл., Искитинский р-н, водораздел, разрез 2-76, Ложок, шурф 1, глубина от дна карьера 1,5 м. Образец предоставлен В. Л. Лыхиным. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-199 24300±380

Ископаемая почва. Новосибирская обл., 5 км к югу от с. Барышево, р. Иня, глубина 2,6 м. Образец предоставлен В. Л. Лыхиным. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-170 **29400±1000**

Дубновская ископаемая почва. Хмельницкая обл., Староконстантиновский р-н, с. Красноселка, водораздел, разрез Красноселка-75, глубина 4,5 м. Образец предоставлен В. П. Нечаевым. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-197 **22300±250**

Ископаемая почва. Рязанская область, Спасский р-н, д. Фатьяновка, р. 1-72-4, глубина 4,5 м. Образец предоставлен В. П. Ударцевым. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-198 **21500±600**

Ископаемая почва. Черниговская область, Новгород-Северский р-н, с. Мезин, р. 3-60, нижняя часть ископаемой почвы, глубина 3,4 м. Образец предоставлен Т. Д. Морозовой и В. Л. Лыхиным. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных горячей смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

СТОЯНКИ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА

ИГАН-218 **7400±130**

Гумусированные суглинки из культурного слоя стоянки Березки на оз. Банное близ Магнитогорска, Южный Урал, низкая озерная терраса, культурный слой залегает под озерным валом, глубина залегания от поверхности вала 1,90—2,05 м. Образец предоставлен Н. А. Хотинским. Дата получена по сумме фракций ГК, выделенных 0,1 н NaOH.

1960±50

ИГАН-206 **1855±50** вуау

Низинный торф со степенью разложения 35—40%. Калининская обл., болотная стоянка Языково I, склон к озерно-болотной котловине, погребенный торфяник, перекрытый суглинком, глубина залегания 0,60—0,65 м. Образец предоставлен Н. А. Хотинским.

2980±40

ИГАН-207 **3065±40** вуау

Низинный торф. Стоянка та же, что ИГАН-206. Глубина залегания 0,8—0,85 м.

ИГАН-151 **11950±310**

Зуб мамонта из V культурного слоя позднепалеолитической стоянки Авдеево, Курская область, в суглинке зеленоватого цвета, на глубине 0,8—1 м ниже уровня гумусового горизонта современной почвы. Образец предоставлен Е. И. Куренковой. Дата получена по коллагену. Ранее нами датировался образец из этого же слоя (ИГАН-78, Т-13900±200).

ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР

Для определения возрастной принадлежности древних морен ледника, спускавшегося с Сарыкольского хребта и, соответственно, возраста оледенения проводилось датирование остатков водорослей из озерных отложений террасы оз. Кара-Куль, взятых с разных высотных уровней (обр. 1 — с 1,5 м, а обр. 2 — с 2 м над урезом воды). Полученные данные подтвердили имевшееся ранее представление (на основании палеогляциологических реконструкций) о позднеплейстоценовом возрасте оледенения (устное сообщение И. М. Лебедевой).

ИГАН-173 **32100±1000**

Образец 1, остатки водорослей из озерных отложений Восточного Памира. Образец отобран И. М. Лебедевой в 5 м от дневной поверхности террасы оз. Кара-Куль.

ИГАН-172 **23950±600**

Образец 2, остатки водорослей из озерных отложений Восточного Памира. Образец отобран И. М. Лебедевой в 3 м от дневной поверхности террасы оз. Кара-Куль.

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ В ДЮНАХ

Новые радиоуглеродные данные о возрасте гумуса голоценовых палеопочв позволили пересмотреть общепринятую схему истории почв в Прибалтике и сделать вывод о том, что в среднем голоцене под сосново-

широколиственными лесами подзолообразование развивалось более интенсивно (мощные дерново-подзолистые почвы), чем под сосновыми лесами в позднем голоцене (средне- и маломощные подзолистые и дерново-подзолистые почвы).

КУРШСКАЯ КОСА, ЛИТОВСКАЯ ССР

ИГАН-178 — **630±90**; **640±90** вуау

Древесный уголь из (I) верхней маломощной дерново-подзолистой погребенной почвы. Западный склон дюны Вингекопе у пос. Первалка, р. 103-75, глубина 38—48 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ИГАН-177 — **1140±70**; **1200±70** вуау

Древесный уголь из II среднемощной дерново-подзолистой погребенной почвы. Разрез 102-75, глубина 35—45 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ИГАН-176 — **2960±90**; **3050±90** вуау

Древесный уголь из III среднемощной дерново-подзолистой погребенной почвы. Разрез 101—75, глубина 30—40 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ИГАН-175 — **4025±90**; **4400±90** вуау

Древесный уголь из нижней (IV) мощной дерново-подзолистой погребенной почвы дюны Вингекопе. Разрез 100-75, глубина 45—55 см. По тому же образцу получена дата в МГУ (МГУ-35, Т-4390±110).

ИГАН-208 — **500±70**

Древесина из маломощной дерново-подзолистой почвы, погребенной под молодыми дюнными песками. Параболические дюны к юго-западу от п. Юодкранте, р. 38-А7, глубина 70—80 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ГРОДНЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИГАН-213 — **7060+100**; **7740±100** вуау

Древесный уголь из гор. А1 и А2 мощной дерново-подзолистой почвы. Правый берег р. Неман у дер. Латыши, дюна на I надпойменной террасе, р. 58—А7, глубина 140—190 см. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

ВЛАДИМИРСКАЯ ОБЛАСТЬ

ИГАН-179 — **760±30**; **820±40** вуау

Растительные остатки из почвы на пойменном аллювии. Муромский р-н, Елин Бор, р. 119, глубина 3,3 м. Образец предоставлен А. Л. Александровским.

РЯЗАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Образцы древесины ИГАН-200 и 203 предоставлены В. П. Ударцевым. Они отобраны из верхней и средней части старичного аллювия II надпойменной террасы р. Ока, состоящего из плотных, в нижней части слабо опесчаненных, горизонтальнослоистых глин сизовато-серого цвета с включением среднеразложившейся древесины. Ранее нами датировался образец древесины из нижней части этой толщи, с глубины 19,2 м (ИГАН-44, 27 860±30). Как видно из приведенных данных, образцы из нижней и средней части толщи ИГАН-44 и 203 моложе лежащего выше образца, что, очевидно, можно объяснить омоложением их паводковыми водами, уровень которых поднимается выше залегания образцов. Древесина образца ИГАН-200 находилась над уровнем паводковых вод и не была подвержена их постоянному воздействию.

ИГАН-200 **32500±700**

Древесина. Спасский р-н, с. Троица, основание II надпойменной террасы р. Оки, глубина 15,5 м.

ИГАН-203 **27700±350**

Древесина. Разрез тот же, что ИГАН-200, глубина 17,4 м.

Образцы ИГАН-204 и 205 отобраны В. П. Ударцевым для уточнения возраста травертинов, которые по спорово-пыльцевым данным не имели однозначной трактовки.

ИГАН-204 **4640±50**
5050±50 вуау

Торф. Касимовский р-н, с. Иванчино, II надпойменная терраса Оки, р. 1-77, глубина 1,6 м.

ИГАН-205 **7400±60**
7950±60 вуау

Торф. Разрез тот же, что ИГАН-204, глубина 4,5 м.

ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР

ИГАН-209 **7500±100**
8100±100

Древесный уголь из подзолистой почвы на древнеаллювиальных песках с линзами суглинка. II надпойменная терраса р. Надым, горизонт BC, глубина 2 м. Образец предоставлен В. Д. Васильевской и Ю. Н. Гостевым.

ТОРФЯНИКИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Т. А. Серебрянной представлена серия образцов для разработки хронологической шкалы торфонакопления в голоцене и уточнения стратиграфии озерно-болотных отложений Среднерусской возвышенности. Радиоуглеродные данные хорошо совпадают с данными спорово-пыльцевого анализа.

ИГАН-193 **5570±90**
6200±90 вуау

Торфянистый сапропель. Орловская обл., Кромский р-н, д. Линия, днище широкой балки в верхней ее части, базальный горизонт торфяника в озерно-болотных отложениях сапропеля, глубина 2,80—2,90 м. Дата получена по гуминовым кислотам, выделенным смесью 0,1 н NaOH и 1 м $Na_4P_2O_7$.

ИГАН-194 **7100±100**
7800±100 вуау

Торф. Курская обл., Железногорский р-н, торфяник на берегу р. Песочня, борт крупной балки, прорезанной рекой, контакт тростниково-осокового и осоково-тростникового торфяников в болотных отложениях торфа, глубина 1,70—1,75 м.

ИГАН-195 **3120±90**
3250±90 вуау

Торф. Орловская обл., Хотынецкий р-н, д. Балкашинский, дно лощины, вскрытое верховьями балки, торфяник под делювиальными супесями с прослоями торфа в болотных торфянистых отложениях, глубина 1,50—1,55 м.

ТОРФЯНИКИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н. А. Караваевой и Б. А. Ильичевым представлены образцы торфа для определения скорости накопления минерального материала в вышележащей толще торфа (ИГАН-210), начала заторфовывания понижений рельефа в изученном районе (ИГАН-211), начала заторфовывания лежащей под торфом подзолистой почвы (ИГАН-212).

ИГАН-210 **2510±30** / **2550±40** вуау

Торф. Тюменская обл. Уватский р-н, II надпойменная терраса р. Иртыш, средняя часть верховой торфяной залежи, р. 9-77, глубина 140—160 см.

ИГАН-211 **4890±40** / **5440±40** вуау

Торф. Разрез тот же, что ИГАН-210. Нижний горизонт торфяной залежи, лежащий на аллювиальном суглинке, глубина залегания 460—475 см.

ИГАН-212 **640±30** / **650±40** вуау

Торф. Тюменская обл., Уватский р-н, II надпойменная терраса р. Иртыш, разрез 10-77, горизонт 02 болотной торфяно-глеевой почвы, подстилаемой покровным суглинком, глубина 36—56 см.

ЛИТЕРАТУРА

Герасимов И. П., Завельский Ф. С., Чичагова О. А., Дорошенко В. В., Черкинский А. Е., Парунин О. Б., Васенкова Л. Г., Лыхин В. Л. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР, сообщение I.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1975, № 44.

Герасимов И. П., Чичагова О. А. Некоторые вопросы радиоуглеродного датирования почвенного гумуса.— Почвоведение, 1971, № 10.

Завельский Ф. С. Критерий нестабильности измерительного устройства.— Приборы и техника эксперимента, 1968, № 4.

Завельский Ф. С. Факторы, ограничивающие точность радиоуглеродного датирования почв.— В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975.

Парунин О. Б., Тимашкова Т. А., Хаит В. З., Шлюков А. И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ, сообщение VI.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1977, № 47.

Чичагова О. А., Черкинский А. Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоуглеродного датирования.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1975, № 5.

Damon P. E., Long A., Wallick E. I. Dendrochronologic calibration of the carbon-14 time scale.— Proc. 8th. Int. radiocarbon dating conf., New Zealand, v. 1, 1972.

Ferguson C. W. Dendrochronology of bristlecone pine prior to 4.000 B. C.— Proc. 8th Int. radiocarbon dating conf., New Zealand, v. I, 1972.

In Che Yang A., Fairhall A. W. Varioations of Natural, radiocarbon dating the last 11 millentia and geophysical mechanisms for producing them.— Proc. 8th Int. radiocarbon dating conf., New Zealand, v. I, 1972.

Michael H. N., Ralph E. K. Discussion of radiocarbon dates obtained from precisely dated sequoia and bristlecone pine samples.— Proc. 8th Int. radiocarbon dating conf., New Zealand, v. I, 1972.

Ralph E. K., Michael H. N. Twenty-five years of radiocarbon dating.— American Scientist, 1974, v. 62.

Renfrew C. Carbon-14 and the prehistory of Europe.— Scientific American, 1971, No. 4.

УДК 551.791

К пятидесятилетию научной, научно-организационной и издательской деятельности Комиссии по изучению четвертичного периода. И в а н о в а И. К.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Дается краткий обзор деятельности Комиссии в области комплексного изучения четвертичного периода (заседания, конференции, издательская работа, научные экскурсии и т. д.) за время с 1927 по 1979 годы.

УДК 551.89

Палеогеография, современное состояние природной среды и прогноз. В е л и ч к о А. А.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Автор доказывает необходимость применения комплекса различных методов для исследования прошлого природной среды, ее эволюции, динамики и прогноза ее дальнейшего развития. Библ. 22 назв.

УДК 550.38.524(439.1)

Палеомагнетизм и стратиграфия лёссово-почвенных отложений Венгрии. П е в з н е р М. А., П е ч и М.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Сообщаются результаты палеомагнитных исследований лессовых толщ Венгрии, позволяющие в комплексе с другими данными, осуществлять корреляции отдельных лессовых разрезов Дунайского бассейна. Ил. 3. Библ. 25 назв.

УДК 551.35.061

Причины морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии. Б ы л и н с к и й Е. Н.— Бюллетень Комиссии по изучению чертвертичного периода, № 50. М.: Наука, 1980.

На основе определения палеоглубин моря по ископаемым комплексам фораминифер и морских моллюсков реконструированы палеоуровни и ход развития морских плейстоценовых трансгрессий на территориях Кольского полуострова, низовьев р. Мезени, р. Печоры, р. Енисея и Чукотского полуострова. Сделан вывод о том, что причинами морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии являлись остаточные гляциоизостатические опускания земной коры в сочетании с запаздыванием компенсационного гляциоизостатического поднятия земной коры после таяния ледников и гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.
Ил. 6. Табл. 3. Библ. 82 назв.

УДК 551.783(282.254.2)

К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере. А р х и п о в С. А., Г о л ь б е р т А. В., Г у д и н а В. Н.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Авторами приводится фактический материал по стратиграфии четвертичных отложений Большехетского района, свидетельствующий против «новой схемы опорного разреза морского плиоцен-плейстоцена», предлагаемой для этого района геологами Института геологии Арктики. Ил. 2. Библ. 26 назв.

УДК 551.791(282.251)

Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Алланха (низовья Индигирки). К а п л и н а Т. Н., Ш е р А. В., Г и т е р м а н Р. Е., З а ж и г и н В. С., К и с е л е в С. В., Л о ж к и н А. В., Н и к и т и н В. П.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Описана литология и криогенное строение разреза плейстоценовых отложений в низовьях Индигирки, слагаемого осадками аллаиховской, акчагыйской и едомной свит. Изучение палинологических данных, макроостатков флоры и фаун насекомых позволило установить неоднократные изменения ландшафтов в диапазоне от северной тайги до тундростепей, выделить фазы активного формирования полигональножильных льдов и фазы активного протаивания многолетнемерзлых пород. Фауна млекопитающих из основания едомной свиты, датируется концом среднего плейстоцена. Вместе с тем серия радиоуглеродных дат, полученных по данному разрезу, находится в резком несоответствии с оценкой возраста по палеонтологическим данным. Ил. 4. Табл. 2. библ. 17 назв.

УДК 551.791(571.63)

К стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Южного Приморья. А л е к с е е в М. Н., Г о л у б е в а Л. В.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Проведенное впервые изучение наиболее полных разрезов верхнеплейстоценовых отложений самых южных районов Советского Приморья позволило выделить климатостратиграфические подразделения и коррелировать их с соответствующими подразделениями верхнего плейстоцена соседних территорий. Стратиграфическое расчленение выполнено по данным изучения геоморфологии, определений возраста осадков по радиоуглероду и палинологическим материалам. В голоцене и верхнем плейстоцене Южного Приморья выделены следы двух береговых линий, отражающих колебания уровня Японского моря. Ил. 4. Библ. 10 назв.

УДК 551.4+631.4

Стратиграфическое положение и палеогеографическое значение реликтовых и погребенных почвенных горизонтов в четвертичных отложениях Кызылкумов. Б а т у л и н С. Г., М а м е д о в Э. Д.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Наиболее древние автоморфные почвы встречены в основании разреза плейстоцена. Они малокарбонатны и не содержат признаков интенсивного засоления. В среднеплейстоценовых отложениях хорошо сохраняются почвы гидроморфного ряда: луговые и солончаковые. Серобурые почвы, обычно рассматриваются в ряду современных зональных почв, имеют древний

возраст (ранний голоцен). Количество карбонатов и некоторые особенности их распределения в профиле являются функцией возраста серо-бурых почв. Ил. 2. Библ. 14 назв.

УДК 551.89(479.22)

К палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии. Церетели Д. В., Майсурадзе Г. М.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Обосновывается предполагаемая схема поэтапного развития природных условий территории Грузии в верхнем плейстоцене. Ил. 1. Библ. 34 назв.

УДК 551.796.561(234.9)

Растительность центральной части высокогорного Кавказа в голоцене. Серебряный Л. Р., Гей Н. А., Джинoридзе Р. Н., Ильвес Э. О., Малясова Е. С., Скобеева Е. И.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Излагаются результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов озерно-болотных отложений голоцена из урочища Криют в Юрской депрессии и из Безенгийской долины (Балкария). Для торфа из этих разрезов получены также данные ботанического и количественного рентгендифрактометрического анализов, а также радиоуглеродные датировки. В итоге удалось осуществить хроностратиграфическое расчленение голоценовых отложений и сделать некоторые палеогеографические выводы, прежде всего о развитии растительности.
Ил. 4. Библ. 16 назв.

УДК 551.79+569+56(11)

Позднеплейстоценовые Mustelidae из местонахождения Шамар (МНР). Сотникова М. В.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Описываются впервые найденные на территории МНР представители семейства Mustelidae — Pannonictis pachygnatha и Meles suillus. Рассматриваются вопросы систематики, филогении и биостратиграфического значения этих двух форм. Ил. 2. Библ. 17 назв.

УДК 554.569.9(497.1)

К сравнительной характеристике горизонтального профиля черепов ископаемых людей из Крапины. Алексеев В. П.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Автор приводит новые данные по морфологии черепов ископаемых людей из известного местонахождения палеоантропологических остатков в навесе Крапина (Югославия). Черепа относятся к неандертальской группе. Их лицевая часть обладает своеобразными признаками не имеющими аналогий в современных краниологических типах. Табл. 5. Библ. 17 назв.

УДК 551.561

О закономерностях рассеивания пыльцы и спор в воздухе (для целей палеогеографических реконструкций). Федорова Р В., Вронский В. А.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Детально освещены методика исследований, а также влияние внешних (ветер, атмосферные осадки, влажность и температура воздуха) и биологических (цветение растений, пыльцевая продукция и др.) факторов на процессы рассеивания пыльцевых зерен в воздухе над сушей и акваториями южных морей СССР.

Рассмотрены закономерности распространения воздушным путем пыльцы наиболее важных видов древесных пород (сосна, береза), культурных злаков (кукуруза, рис и др.) и типичных доминантов аридных ландшафтов (маревые). Ил. 1. Табл. 2. Библ. 37 назв.

УДК 551.324.2

Подразделение камов. Рухина Е. В.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Выделяются две группы камов: связанные с мертвым льдом и связанные с активным ледником. Холмы, сложенные мореной напора, отнесены к группе камоидов.

УДК 551.791(282.247.33)

Золотовка I — поселение охотников на зубров на Нижнем Дону. Праслов Н. Д., Иванова М. А., Малясова Е. С.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Дается описание условий залегания и характера новой палеолитической стоянки, расположенной в 9 км к югу от г. Константиновка Ростовской области. Ил. 3. Библ. 5 назв.

УДК 551.5

Фораминиферы из отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка). Былинская М. Е.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

В статье описываются результаты микрофаунистического анализа образцов, взятых из 30-метрового разреза ольховской свиты на правом берегу р. Ольховая Первая. В отложениях свиты обнаружено 49 видов бентосных и планктонных фораминифер, из которых 44 вида являются ныне живущими. Анализ комплекса фораминифер позволил установить раннеплейстоценовый возраст верхней подсвиты исследуемой толщи. Библ. 4 назв.

УДК 551.791

К голоценовой истории лесов запада Среднерусской возвышенности. Серебрянная Т. А.— Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 50. М.: Наука, 1980.

Рассматривается история лесов западной окраины Среднерусской возвышенности в голоцене по палеоботаническим и радиоуглеродным данным. Установлено, что на протяжении второй половины голоцена в этом районе произрастали сосновые леса. В атлантический период была значительная примесь широколиственных пород (дуб, вяз, липа). В суббореальный период в лесах преобладали дуб и сосна. В субатлантический период участие дуба сильно сократилось, в лесах наряду с сосной произрастала ель. Ил. 1. Библ. 5 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

И. К. Иванова. К пятидесятилетию научной, научно-организационной и издательской деятельности Комиссии по изучению четвертичного периода . . 3

А. А. Величко. Палеогеография, современное состояние природной среды и прогноз 12

М. А. Певзнер, М. Печи. Палеомагнетизм и стратиграфия лёссово-почвенных отложений Венгрии 24

Е. Н. Былинский. Причины морских плейстоценовых трансгрессий севера Евразии 35

С. А. Архипов, А. В. Гольберт, В. И. Гудина. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере 57

Т. Н. Каплина, А. В. Шер, Р. Е. Гитерман, В. С. Зажигин, С. В. Киселев, А. В. Ложкин, В. П. Никитин. Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аллаиха (низовья Индигирки) 73

М. Н. Алексеев, Л. В. Голубева. К стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Южного Приморья 96

С. Г. Батулин, Э. Д. Мамедов. Стратиграфическое положение и палеогеографическое значение реликтовых и погребенных почвенных горизонтов в четвертичных отложениях Кызылкумов 108

Д. В. Церетели, Г. М. Майсурадзе. К палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии 116

Л. Р. Серебрянный, Н. А. Гей, Р. Н. Джиноридзе, Э. О. Ильвес, Е. С. Малясова, Е. И. Скобеева. Растительность центральной части высокогорного Кавказа в голоцене 123

М. В. Сотникова. Позднеплиоценовые Mustelidae из местонахождения Шамар (МНР) 138

В. П. Алексеев. К сравнительной характеристике горизонтального профиля черепов ископаемых людей Крапины 146

Р. В. Федорова, В. А. Вронский. О закономерностях рассеивания пыльцы и спор в воздухе (для целей палеогеографических реконструкций) 153

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Е. В. Рухина. Подразделение камов 166

Э. Эйнц. Предварительные данные о находках ископаемых млекопитающих в Афганистане 167

Н. Д. Праслов, М. А. Иванова, Е. С. Малясова. Золотовка I — поселение охотников на зубров на Нижнем Дону 168

М. Е. Былинская. Фораминиферы из отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка) 175

Т. А. Серебрянная. К голоценовой истории лесов запада Среднерусской возвышенности 178

Д. Д. Бадюков. Изучение древних уровней моря 185

ПРИЛОЖЕНИЕ

А. Лийва, Г. А. Елина, В. Н. Чачхиани, Т. Ринне. Список радиоуглеродных датировок озерно-болотных отложений Карелии 188

В. В. Костюкевич, И. Е. Иванов, С. А. Нестеренко. Список радиоуглеродных дат Лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР . . . 193

О. Б. Парунин, Т. А. Тимашкова, В. З. Хаит, А. И. Шлюков. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ (индекс МГУ). Сообщение IX 196

А. В. Ложкин, В. П. Парий, Л. Н. Котова, Е. Д. Такмазян. Радиоуглеродные датировки Лаборатории Северо-Восточного КНИИ ДВНЦ АН СССР . . . 202

И. П. Герасимов, Ф. С. Завельский, О. А. Чичагова, В. В. Дорошенко, А. Е. Черкинский, А. Л. Александровский, В. Л. Лыхин. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение IV 206

Blank Page Digitally Inserted

3 р. 10 к.